

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Jacques FABRIÈS

PREMIÈRE THÈSE

Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est
de la province de Séville (Espagne)

Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues publiquement le 2 Décembre 1963 devant la Commission d'Examen

JURY :

MM. M. ROUBAULT

Président

J. BOLFA

G. ROCCI

}

Examineurs

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Jacques FABRIÈS



PREMIÈRE THÈSE

Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est
de la province de Séville (Espagne)

Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues publiquement le 2 Décembre 1963 devant la Commission d'Examen

JURY :

MM. M. ROUBAULT

Président

J. BOLFA

G. ROCCI

}

Examineurs

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY

Doyen

M. ROUBAULT

1° Assesseur

M. AUBRY

2° Assesseur

M. VEILLET

Doyens honoraires :

MM. CORNUBERT, DELSARTE, URION

Professeurs honoraires :

MM. GUTTON, CROZE, RAYBAUD, LAFFITTE, LERAY, JOLY, LAPORTE, EICHHORN, CAPELLE, GODEMENT, DUBREIL, L. SCHWARTZ, DIEUDONNE, de MALLEMANN, LONGCHAMBON, LETORT, DODE, GAUTHIER, GOUDET, OLMER, CORNUBERT, CHAPELLE, GUERIN, CHEVALLIER, WAHL

Maîtres de conférences honoraires

MM. RAUX - LIENHART.

Professeurs

MM. URION	Chimie biologique	MM. HEROLD	Chimie industrielle
DELSARTE	Analyse supérieure	SCHWARTZ	Exploitation minière
ROUBAULT	Géologie	GAYET	Physiologie
VEILLET	Biologie animale	MANGENOT	Phytopathologie
ECHEVIN	Botanique	MALAPRADE	Chimie
BARRIOL	Chimie théorique	HADNI	Physique
BIZETTE	Physique	BONVALET	Mécanique physique
GUILLIEN	Electronique	Mme ROIZEN	Physique
GIBERT	Chimie physique	KERN	Minéralogie
LEGRAS	Mécanique rationnelle	BASTICK	Chimie
BOLFA	Minéralogie	DUCHAUFOR	Pédologie
NICLAUSE	Chimie	NEEL	Chimie industrielle org.
FAIVRE	Physique appliquée	GARNIER	Agronomie
AUBRY	Chimie minérale	WEPPE	Minéralogie appliquée
DUVAL	Chimie	BERNARD	Géologie appliquée
COPPENS	Radiogéologie	CERF	M. M. P.
FRUHLING	Physique expérimentale	CHAMPIER	Physique
SUHNER	Physique expérimentale	REGNIER	Physico-chimie
HILLY	Géologie	GAY	Chimie biologique
LE GOFF	Génie chimique	N...	Calcul dif. et intégral
CHAPON	Chimie biologique	N...	Chimie organique

Maitres de conférences et professeurs sans chaire

MM. WERNER	Botanique
CONDE	Zoologie
GOSSE	Génie chimique
ROCCI	Géologie
VUILLAUME	Psychophysiologie
PLAN	Mécanique physique
Mme BASTICK	Chimie M.P.C. Epinal
GUDEFIN	Physique
HORN	Physique
FRENTZ	Biologie animale
Mme HERVE	Math. (propédeutique)
AUROUZE	Géologie
MARI	Chimie I.S.I.N.
LAFON	Physique I.S.I.N.
FEEDEN	Physique théorique nucl.
FLECHON	Physique M.P.C. Epinal
N...	Mathématiques S.P.C.N.

Secrétaire Principal

C. CARON

Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est
de la province de Séville (Espagne)

Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547403_0001

AVANT-PROPOS

Lorsqu'en 1955, au terme de mes études à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy, M. le Professeur M. Roubault me proposait d'entreprendre un travail dans le Sud de l'Espagne, j'acceptais volontiers. Par son dynamisme communicatif et par sa forte personnalité, il a su me faire aimer le métier de Géologue auquel il est tant attaché. Son exemple m'a poussé vers ce pays méditerranéen, où les connaissances géologiques étaient alors très imparfaites, surtout du point de vue pétrographique. Ses encouragements m'ont permis de supporter sans peine les rigueurs caniculaires qui sévissent dans l'Andalousie du Guadalquivir pendant les mois d'été.

J'adresse donc toute ma gratitude à M. le Professeur M. Roubault, qui n'a cessé de me guider et de m'encourager dans mon travail.

Elle va aussi très sincèrement à M. le Professeur G. Millot, qui m'a initié à la cartographie géologique dans les terrains cristallins des Vosges et dont l'enseignement de la Géochimie, à l'E.N.S.G., a été pour moi d'un grand intérêt.

M. le Professeur J. Bolfa s'est toujours intéressé à mes problèmes, d'ordre minéralogique, pour lesquels il a été l'interlocuteur obligeant. Qu'il veuille bien accepter mes remerciements les plus sincères.

Après une interruption de plus de deux ans, mes recherches, tant au laboratoire que sur le terrain, ont subi en 1961 une impulsion toute particulière, sous la direction de M. le Professeur G. Rocci. Grâce à sa grande expérience des terrains métamorphiques, cet ami affectueux et compréhensif m'a toujours prodigué ses conseils judicieux pour l'élaboration de mon travail, dont il a suivi la progression finale en consacrant beaucoup de son temps à corriger attentivement mon manuscrit. Je lui adresse donc toute ma reconnaissance pour l'aide scientifique et l'appui moral qu'il m'a manifestés avec générosité ces deux dernières années.

Je remercie également MM. les Professeurs A. Bernard et J. Hilly, M.H. de la Roche, Sous-Directeur du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy et mon ami M.A. Weisbrod, assistant à la Faculté des Sciences de Nancy, qui furent pour moi des contradicteurs aimables, et dont les enseignements et les remarques m'ont souvent aidé à clarifier certaines idées que j'expose dans le présent mémoire.

Mes séjours en Espagne m'ont été facilités par le cordial accueil du regretté Professeur M. San Miguel de la Camara, et de son fils M. le Professeur A. San Miguel Arribas. Mes frais de mission ont été en partie couverts par une bourse du Centro Nacional de Investigaciones Cientificas d'Espagne. Je leur en suis profondément reconnaissant.

De nombreuses analyses chimiques de roches ont été exécutées par les laboratoires du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, grâce à la compétence de Mme M.L. Blanchet, Chef de la section de Chimie, et de M.K. Govindaraju, Chef de la section de Spectrographie.

L'aide de tout le personnel de l'E.N.S.G. a permis la réalisation de ce mémoire ; en particulier M.P. Bristiel, Secrétaire général, M.R. Cuny, M.Y. Leistreit, dessinateur, Mme M.J. Adam et M.G. Bauer, photographes. Je tiens à remercier plus spécialement Mme N. Grandidier, pour le soin qu'elle a apporté à la réalisation du manuscrit, et M.J. Dinot qui a confectionné de nombreuses lames minces avec un souci extrême de la perfection.

A tous, j'adresse mes sincères remerciements, sans oublier mes amis andalous qui m'ont accueilli chez eux avec la chaleur qui caractérise l'hospitalité latine.

INTRODUCTION

APERCU GÉOGRAPHIQUE

Le Nord Est de la province de Séville appartient au rebord méridional de la Sierra Morena, que les anciens géographes appelaient autrefois Cordillère Marianique. Cette région est limitée au Sud par le Guadalquivir, entre Palma del Rio et Cantillana, à l'Est par le Retortillo, qui constitue la frontière entre les provinces de Séville et de Cordoue, et à l'Ouest par la vallée du Viar. La limite septentrionale est assez arbitraire du point de vue géographique et correspond à peu près au parallèle passant par Cazalla de la Sierra.

Le coin sud ouest du secteur étudié est situé à environ 35 km de Séville. La voie ferrée Madrid-Séville dessert la zone méridionale de la région, avec Lora del Rio comme gare importante. A Los Rosales, part un embranchement vers Mérida, qui traverse les premiers reliefs de la Sierra Morena, le long de la vallée du Huesna.

Une route secondaire C 431, reliant Séville à Palma del Rio, double la voie ferrée, sur la rive droite du Guadalquivir ; elle facilite l'accès aux nombreuses localités situées au pied de la montagne. De cette voie, des routes ou des pistes partent vers le Nord et permettent les communications entre les principaux centres urbains de la Sierra : Constantina, Cazalla de la Sierra, El Pedroso, La Puebla de los Infantes.

Malgré son étendue restreinte, (environ 1500 km²) la région étudiée permet de se rendre compte des principaux caractères géographiques de l'Andalousie du Guadalquivir. A cheval sur la dépression bétique et la Sierra Morena, elle donne un aperçu assez complet des différents aspects de la zone "atlantico-andalouse" définie par S. Calderon.

Le relief

L'orographie est caractérisée par un contraste frappant entre la vallée du Guadalquivir et la zone montagneuse appartenant à la Sierra Morena, qui correspond au rebord méridional de la Meseta Ibérique dominant de façon brusque la dépression bétique. Les cours d'eau, qui l'ont entaillé profondément, lui donne un aspect de cordillère ; le Guadalquivir qui coule au pied même de ce rebord contribue à accentuer la brusque transition entre les deux paysages. Ce contraste se retrouve aussi dans la différence des couleurs : les verts intenses des *huertas* et les jaunes dorés de la *Campiña* s'opposent franchement aux tons bruns ou mauves, légèrement bleutés des reliefs couverts de maquis.

La *Campiña* qui s'étend au Sud du Guadalquivir est formée par un plateau de terrains néogènes, calcaires et gréseux, entaillé en profondes et larges vallées par le Génil et le Carbones. Ce découpage produit un paysage de buttes-témoins à sommet plat, associées à de grandes plate-formes, dont l'altitude oscille entre 150 et 200 m.

La plaine alluviale du Guadalquivir, qui s'étend principalement sur la rive gauche du fleuve, a, au contraire, une altitude moyenne de 25 à 50 m. Sa largeur atteint jusqu'à 5 km aux confluent du Génil et du Carbones.

Le paysage change totalement une fois franchi le Guadalquivir vers le Nord. Les reliefs s'accroissent aussitôt et s'établissent rapidement à une altitude moyenne de 300 à 400 m, au bout de 2 km. Au Nord de ce rebord brutal de la Meseta, s'étend une série de reliefs mous, dont la hauteur croît progressivement jusqu'à 700 m. La morphologie de cette région présente divers aspects, en liaison avec les cycles d'érosion successifs (fig. 1).



Fig. 1 - Carte oro-hydrographique du NE de la province de Séville

1. Continent immergé au Miocène (anciennes rías)
2. Domaine de rajustement du continent
3. Domaine du continent ancien
4. Anciens lits de rivières
5. Cours d'eau actuels
6. Limite de domaine géomorphologique

Anciens fleuves anté-miocènes :

- A. Huérfano - Valcaliente - Truchas - Huesna - Dépression d'Alanis à la Fundación de la Plata.
- B. Tamujoso - Moro - Vallejondo - Villa (supérieur) - Infierno-Fuente de la Mujer
- C. Legua - Dehesa - Derramadero - Bonagil - San Pedro
- D. Huesna (au S du Pedrochal) - Corchuelos
- E. Parroso (supérieur) - Tableros

1/ Il existe un paysage aux formes larges et évoluées ; cette pénélaine s'étend amplement au Nord du bassin du Garrota et croît insensiblement en altitude de 400 à 600 m vers le Nord. Elle correspond à la surface d'érosion anté-Miocène. Sa topographie est influencée par la nature des terrains dont les plus résistants ont tendance à constituer des reliefs plus accentués se détachant au-dessus de la pénélaine. Ces *monadnocks* sont généralement dus aux formations calcaires (Sierra del Pedroso, Gibarrayo, Sierra de Peñaflor...). Aussi les directions générales de ces hauteurs sont-elles parallèles aux directions structurales NW-SE ; il en est de même de l'ancien réseau hydrographique, drainant ce continent vers le SE et, dont la carte figure 1 tente de reconstituer en partie l'allure générale.

2/ Le continent ancien a été envahi en partie au Miocène par la mer bétique. La zone côtière offrait à l'époque un paysage de *rias* du fait de l'immersion des vallées fluviales. Cette morphologie se traduit à l'heure actuelle, par des cuvettes à fond plat, tapissées de sédiments miocènes ; les deux plus importantes sont celles de Majalimar et de la Puebla de los Infantes.

3/ Le dernier aspect morphologique de cette Sierra résulte d'une reprise de l'érosion d'âge récent, due au rajeunissement du continent ancien lors de la formation de la flexure du Guadalquivir. La bordure méridionale de la Meseta, dans la région étudiée, a subi un bombement en liaison avec la flexure monoclinale du socle (Simon, 1942). Un profil tracé à partir de la base des dépôts miocènes dessine, en effet, une courbe convexe (fig. 2).



Fig. 2 - Coupe topographique N-S du rebord de la Meseta, à la Peña de la Sal (10 km à l'W de Lora del Río)

La surface du socle sous la couverture tertiaire est déduite des sondages effectués dans la région de Carmona

Le réseau hydrographique a eu son tracé modifié, les directions N-S d'écoulement devenant prépondérantes. Les cours d'eau ont entaillé des vallées à pentes très fortes, donnant souvent des gorges profondes. Les crêtes intermédiaires forment des collines étroites, avec des arêtes émoussées horizontales. Parfois la proximité de deux lits parallèles entraîne une forme conique, très nette au Mont Atalaya, à l'Est de Las Monjas ; cette morphologie est surtout fréquente dans les régions granitiques, très arénisées. Les anciennes *rias* dont le drainage se faisait vers le Sud Est ont été plus ou moins basculées et ont cédé la place à des bassins dont les exutoires vers le Sud sont restreints. Les chaînes calcaires forment souvent de véritables barrières qui gênent l'écoulement naturel des eaux vers le Guadalquivir.

La couverture miocène a été largement décapée par ces torrents : les placages tertiaires qui subsistent affectent les derniers contreforts de la Sierra Morena d'une forme tabulaire (*mesa*) que la toponymie locale n'a pas manqué de signaler : Mesa del Carril, Mesa de las Viñas, Mesadel Alcornoquejo ...

Hydrographie

Le Guadalquivir est l'élément principal du réseau hydrographique. Dans la région étudiée, il reçoit deux gros affluents de rive droite, le Viar, et le Huesna, et sur sa rive gauche le Genil et le Carbonés.

- le Río Guadalquivir

Ce fleuve entre dans la province de Séville à Palma del Río, où il reçoit le Genil, tributaire important de la Sierra Nevada. Cet affluent permet au Guadalquivir de couler toute l'année ; en effet, son débit en été n'est que de 8 à 10 m³/s. Au contraire, l'hiver amène souvent des crues supérieures à 6000 m³/s.

La pente du lit est très faible, la cote du fleuve étant de 35 m à Peñaflor, à 250 km environ de l'océan. Aussi déploie-t-il de larges méandres dans sa plaine alluviale ; il adopte une direction générale ENE-WSW jusqu'à Alcalá del Río, en suivant le rebord méridional de la Meseta.

- *le Rio Viar*

Le Viar occupe un bassin de plus de 2000 km², qui correspond dans la région étudiée à un synclinal permien ; il prend sa source dans l'Extrémadoure méridionale. En hiver, ses crues atteignent 1000 m³/s, mais le courant peut s'arrêter en été, si les pluies de printemps ont été peu abondantes.

- *la Ribera del Huesna*

Le Huesna a un bassin de 800 km², et son débit atteint parfois 400 m³/s ; mais il coule toute l'année grâce à l'apport de nombreuses sources jaillissant à la base des massifs calcaires. Cette rivière reçoit un affluent important de rive droite, le Parroso, qui a de l'eau toute l'année, son débit en hiver étant de 200 à 300 m³/s.

- *affluents secondaires*

Le Galapagar qui coule à l'Est du Huesna a un profil encaissé dans les schistes et les quartzites du Cambrien et a un débit assez important en hiver et au printemps.

Les arroyos Algarin et Churre coulent de chaque côté de la Sierra de la Cruz, près de Lora del Rio ; ils sont toujours asséchés en été.

Le Guadalbarcar a un bassin très étendu ; il résulte, en effet, de la réunion de quatre cours d'eau, à peu près au même point (à l'ouest de Peñalevanto) : Barbacal, Azor, Tamujoso et Torril qui reçoit lui-même le Sancha, le Lisca et le Cruzada. Ils drainent ainsi tous les massifs situés au Nord d'une ligne joignant la Puebla de los Infantes à Las Monjas, correspondant à une barrière montagneuse. L'exutoire de ces bassins versants est constitué par le Guadalbarcar qui franchit par d'étroites gorges, au Nord de l'ermitage de Setefilla, la chaîne de los Tres Mojones et de Peñaflor. Malgré un bassin étendu, cet arroyo coule rarement en été, mais présente un débit assez important pendant la saison des pluies.

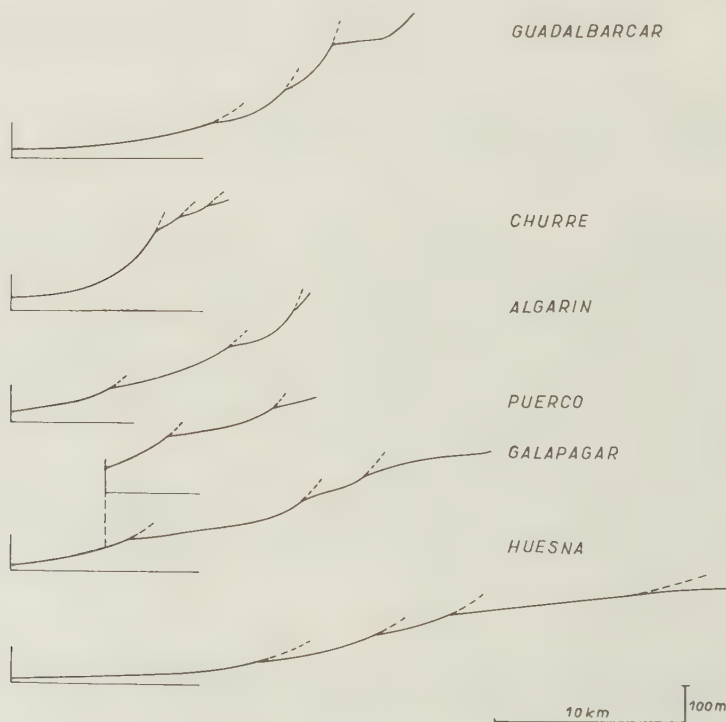


Fig. 3 - Profils en long de plusieurs affluents du Guadalquivir (rive droite)

Dans leur ensemble, les affluents de rive droite du Guadalquivir sont caractérisés par un cours intermittent. Ils coulent généralement dans des vallées surimposées, très encaissées, avec de nombreux méandres, bien visibles par exemple dans la ribera de Huesna. Les profils longitudinaux de ces cours d'eau, qui ont creusé leur vallée au fur et à mesure du soulèvement du bord méridional

de la Sierra Morena, conservent la trace des mouvements successifs du socle. En général trois ruptures de pente sont visibles dans le tracé de ces profils (fig. 3) ; elles traduisent différentes phases du rajeunissement du continent.

Végétation

"La Sierra Morena est abandonnée à la végétation spontanée" (Sermet, 1953). Cette végétation est à base de maquis (*matorral*), très odoriférant, qui est essentiellement constitué de plantes silicicoles (cistes, arbousiers, lentisques). Sur les pentes plus élevées, les bois très clairsemés de chênes-liège, de chênes-verts et de châtaigniers remplacent les maquis. C'est un des paysages les plus caractéristiques de la montagne, où sous ces frais ombrages s'abritent quelques pâturages. Malheureusement cette forêt a subi de graves ravages de la part des charbonniers et des chèvres.

Les cultures s'installent sur les collines en bordure du Guadalquivir ; elles consistent essentiellement en grandes plantations d'oliviers qui constituent la principale ressource agricole du pays.

Conditions d'affleurement

Du fait du rajeunissement du relief, la couche de terre arable est peu épaisse et parfois inexistante. La végétation clairsemée, à affinités méditerranéennes, et la dégradation de la forêt primaire, n'empêchent pas l'action décapante des agents externes d'érosion. Dans ces conditions, les affleurements rocheux sont très abondants. Les thalwegs de différents cours d'eau, qui entaillent profondément le rebord méridional de la Meseta, fournissent en particulier d'excellentes coupes continues sur plusieurs kilomètres de long.

HISTOIRE DES CONNAISSANCES GÉOLOGIQUES

Les premières recherches sur la géologie sévillane ont été l'oeuvre de Lan (1851), de Naranjo et de Lujan, ingénieur des mines (1857). Mais ce fut A. Machado y Nuñez qui le premier établit une carte géologique de cette province, malheureusement non publiée. Cependant ces levés doivent avoir été utilisés par de Verneuil et Collomb lors de l'élaboration de la carte géologique d'Espagne (1864, avec une rectification en ce qui concerne l'Andalousie d'après E. Favre en 1868).

Le Nord de la province de Séville a fait l'objet d'un mémoire important de la part de J. Macpherson : "Estudio geológico y petrográfico del Norte de la provincia de Sevilla", paru en 1879. Cet ouvrage, accompagné d'une carte géologique, a fait faire un bond considérable à la connaissance géologique de cette partie de la Sierra Morena. J. Macpherson s'intéresse spécialement à la pétrographie des roches cristallines et cristallophylliennes de cette région. Ce pétrographe, qui travailla également sur les massifs granitiques et gneissiques de la Serranía de Ronda et de la Sierra de Guadarrama, étudia au microscope plus de 300 échantillons de roches, reconnaissant ainsi la plupart des faciès ignés et métamorphiques. De plus, il met en évidence certaines relations génétiques existant entre ces différentes roches (1880, 1883). Son oeuvre ne s'arrête pas là ; il établit un schéma stratigraphique des formations sédimentaires de la province de Séville : son nom restera célèbre par la découverte d'un *Archaeocyathus*, unique dans cette région, (1878) dans les calcaires, ce qui permit d'attribuer ces sédiments au Cambrien. Enfin il démontra que le rebord méridional de la Meseta Ibérique était constitué par une ligne tectonique, la *faille du Guadalquivir*, idée admise ensuite par E. Suess (1908 - 1909).

Cette période féconde pour la géologie andalouse, et principalement sévillane, fut aussi marquée par le nom de S. Calderon, qui occupa la chaire de Géologie à l'Université de Séville de 1884 à 1895. Son oeuvre est caractérisée par des publications portant sur de nombreuses excursions dans la province, complétant ainsi par des études de détail le travail de Macpherson (par exemple l'étude sur l'épidiorite de Cazalla de la Sierra (1894). Sous sa direction, d'autre part, se constitua une très belle collection régionale de roches, de fossiles et de minéraux qui fait honneur au Musée d'Histoire Naturelle de Séville.

Le début du XXe siècle marque un temps d'arrêt dans la connaissance géologique de la province. Pratiquement rien n'est publié jusqu'à 1926, date de la 14ème session du Congrès géologique international, tenue à Madrid. Les travaux qui voient le jour à cette époque, ont un but plutôt pratique : étude des gisements miniers de la Sierra Morena du point de vue monographique et génétique (Demay, de Magnée, Broughton, Bateman, etc.). On commence également à utiliser les méthodes géophysiques pour la prospection des richesses minérales.

Ces recherches coïncident aussi avec la création de l'Instituto Geologico y Minero de España en 1927 ; cet organisme se donnera un but double : l'élaboration de cartes géologiques au 1/50 000 et l'étude des ressources minières du territoire espagnol. Aussi dans le premier ordre d'idée, paraît le Mémoire correspondant à la carte de Cantillana, par J. Gavala, avec une carte géologique au 1/50 000 devant servir de modèle pour les travaux ultérieurs entrepris pour le compte de cet Institut. D'autre part, sous l'impulsion de l'Ingénieur en Chef J.G. Siñeriz (1928), la prospection par les méthodes géophysiques font de gros progrès, et le bassin houiller de Villanueva de las Minas fait l'objet d'une étude poussée, pour délimiter l'extension possible de ce bassin vers le Sud Est, au delà de la "faille" du Guadalquivir.

Ces travaux furent le point de départ d'une série de recherches entreprises par plusieurs géologues allemands, sous la direction de E. Richter, et poursuivies jusqu'à la deuxième guerre mondiale. Ils font avancer considérablement la connaissance de la stratigraphie et de la tectonique dans cette partie de l'Andalousie. F. Lotze étudie spécialement la province de Huelva (1937) et fait paraître également quelques synthèses tectoniques sur la zone méridionale du Massif Hispérique. La partie orientale (région de Linarès - la Carolina) fournit l'objet d'un travail minutieux de la part de W. Henke (1927). Enfin la région qui nous intéresse est étudiée par les Richter et leur élève W. Simon. R. et E. Richter décrivent une riche faune de Trilobites appartenant au Cambrien, trouvée dans les couches d'Alanis. La formation fossilifère, appelée *horizon à Saukianda* du nom du Trilobite caractéristique, est considérée par ces auteurs comme Cambrien supérieur. Leur mémoire est accompagné d'un rapide aperçu stratigraphique. W. Simon complète cette étude en établissant la stratigraphie de cette région, et aussi la tectonique. Dans une série d'articles (1939 à 1951), il envisage les différentes formations primaires, pour en donner en 1951 une synthèse générale.

Cependant l'attribution de la *couche à Saukianda* d'Alanis au Cambrien supérieur soulève plusieurs critiques. F. Lotze (1942), puis J. Wilson (1948), P. Hupé (1952-1953), enfin C. Teixera (1953) n'admettent pas cet âge. Les affinités existant entre la faune d'Alanis et les faunes du Maroc et du Portugal incitent ces auteurs à dater cette formation comme Cambrien inférieur.

Malgré certaines imperfections, l'oeuvre de W. Simon a fait connaître la stratigraphie du Paléozoïque de la Province de Séville, dans la zone située au Nord de l'accident du Pedroso. Il reste des incertitudes pour les formations cambro-siluriennes de la zone au Sud de cet accident, les phénomènes métamorphiques et plutoniques étant ici très importants. W. Simon laisse de côté tout problème pétrographique intéressant cette région.

Ainsi, si la série stratigraphique des terrains paléozoïques du Nord de la province de Séville est assez bien connue, de même que la tectonique, les massifs cristallins et cristallophylliens n'ont fait l'objet d'aucune étude d'ensemble depuis la parution du mémoire de J. Macpherson (1879) et de quelques notes pétrographiques de S. Calderon, à la fin du siècle dernier.

BUT DE CE TRAVAIL ET METHODES D'ETUDE

L'historique des travaux géologiques effectués dans le Nord de la province de Séville, fait apparaître l'existence de plusieurs problèmes, concernant principalement les roches cristallines et métamorphiques. Aussi dans notre travail, avons-nous tenté de résoudre les questions suivantes :

- la nature et les modalités du volcanisme basique pendant le Paléozoïque inférieur
- la nature des schistes cristallins et leurs relations avec les séries sédimentaires cambro-ordoviciennes
- les relations de ces terrains cristallophylliens avec les différents domaines granitisés.

L'élaboration de ces études a nécessité la réalisation d'une carte géologique au 1/100 000e, à partir de levés sur le terrain au cours de plusieurs campagnes échelonnées entre 1955 et 1961. Nous avons utilisé des fonds topographiques au 1/50 000e de l'Institut Géographique d'Espagne (numéros des feuilles : 920, 941, 942 et 963). Les échantillons recueillis pendant ces missions géologiques ont été étudiés au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Nancy.

Environ un millier de lames minces, taillées dans la plupart des faciès présents dans le Nord Est de la province de Séville a servi de base pour la description pétrographique de cette région. Les domaines granitiques et métamorphiques ont évidemment fait l'objet d'un échantillonnage plus détaillé.

Nous nous sommes attachés également à déterminer les propriétés optiques des principaux minéraux constituant les roches cristallophylliennes du massif de Lora del Rio, en particulier les faciès amphiboliques dont nous avons séparé les amphiboles pour leur analyse chimique.

1 - Méthode de détermination des propriétés optiques

L'angle 2V des axes optiques et les indices de réfraction sont les propriétés optiques des minéraux dont la détermination est la plus précise. Les angles d'extinction n'ont pas fait l'objet de recherche systématique, car ce caractère est difficilement fiable aux autres données physiques ou chimiques.

Les angles 2V des axes optiques ont été déterminés à l'aide de la platine universelle de Leitz à 4 axes ou à 5 axes. Les mesures systématiques sur les amphiboles ont été menées à bien à l'aide de la platine à 5 axes. En général la précision est de $\pm 1^\circ$ pour les feldspaths et les pyroxènes ; pour les amphiboles fortement colorées, les manipulations ont été faites en lumière jaune fournie par une lampe au sodium et l'erreur peut atteindre $\pm 3^\circ$ dans les espèces dont l'angle 2V est très grand.

La méthode d'immersion dans des liquides a été utilisée pour évaluer les indices de réfraction en lumière monochromatique (raie D du sodium). Pour les pyroxènes, l'indice principal Nm a été mesuré en orientant l'isogyre d'une figure en lumière convergente suivant la direction E-W. (Slawson et Peck 1936), sur des grains à faible biréfringence (section (100)). Pour les amphiboles, les indices N'g ont été déterminés sur des fragments de clivage, et la valeur maximum fut assimilée à la vraie valeur de l'indice Ng. La précision est de l'ordre de 0,002.

2 - Les méthodes d'analyses chimiques

a) Dosage des éléments majeurs des roches

De nombreux échantillons de roches cristallines et métamorphiques ont été analysés chimiquement au Laboratoire de Chimie du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy. Le dosage des éléments majeurs est effectué suivant une méthode d'analyse rapide des silicates, mise au point par A. Behr, M.L. Blanchet et L. Malaprade (1960). Les erreurs analytiques ont les ordres de grandeur indiqués dans le tableau I.

Tableau I
Précision des analyses chimiques de roches

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
<i>Granite</i>	1,0	4,4	9,0	7,7	4,5	37,4	22,0	9,0	5,9	5,3	19,1	24,7
<i>Basalte</i>	2,2	6,7	14,1	5,6	2,5	21,5	2,0	2,5	7,9	9,4	5,9	11,4

b) Dosage des traces

Certains oligo-éléments ont été dosés dans les roches éruptives basiques et dans les amphibolites au Laboratoire de Quantométrie du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, par une méthode mise au point par K. Govindaraju (1963). La précision relative de ces analyses est la suivante :

- teneurs supérieures à 300 ppm = 10 %
- teneurs comprises entre 20 et 300 ppm = 15 %
- teneurs inférieures à 20 ppm = 30 - 40 %, sauf pour le béryllium (3 %).

c) Les analyses chimiques des amphiboles

Les méthodes analytiques des silicates sont surtout adaptées au dosage des éléments majeurs des roches, et ne peuvent pas être appliquées brutalement à l'analyse des minéraux. De nombreuses erreurs sont dues à la distribution plus asymétrique des éléments dans beaucoup de minéraux (configuration et concentration très différentes des éléments d'une espèce à l'autre), comme par exemple, les fortes teneurs en fer dans les amphiboles.

Aussi, pour déterminer la composition chimique des amphiboles, avons nous rejeté tout d'abord les méthodes spectrographiques qui sont trop fragmentaires et trop imprécises pour résoudre ce problème. De même, les analyses par voie humide de ces silicates ont dû être menées à bien après avoir fait subir quelques modifications à la méthode courante (Behr, Blanchet et Malaprade, 1960), en particulier pour le dosage de FeO et Fe₂O₃, mis au point par Madame M.L. Blanchet.

(1) Laboratoire du C. R. P. G. de Nancy.

Le fer total est dosé directement sur une prise d'attaque acide par $\text{Cr}_2\text{O}_7\text{K}_2$ après réduction par TiCl_3 . Le fer ferreux est déterminé ensuite à partir d'une attaque de l'échantillon par SO_4H_2 - FH, en présence d'un excès d'oxydant (métavanadate d'ammonium) ; la titration est faite en retour par le sel de Mohr.

Le plan du mémoire a été conçu en quatre parties. La première correspond à l'étude générale stratigraphique et tectonique de la région, qui sert d'explication à la carte (hors-texte) et de cadre géologique pour l'analyse pétrographique des problèmes particuliers. La deuxième partie aborde la monographie des roches volcaniques du Paléozoïque inférieur ; les modalités et la signification structurale de ce volcanisme sont ensuite définies. Les formations métamorphiques qui affleurent largement dans la *zone lorène* sont décrites dans la troisième partie ; une attention particulière est donnée au métamorphisme des roches basiques et un essai de généralisation sur leur emploi dans la détermination des faciès métamorphiques conclut cette partie de l'ouvrage. Enfin les massifs granitiques, à bords circonscrits, sont envisagés dans la dernière partie. Ces considérations pétrographiques nous amènent, dans les conclusions, à retracer l'histoire géologique de la région pendant le Paléozoïque et à replacer dans le temps et dans l'espace les phénomènes volcaniques, métamorphiques et granitiques, au sein du géosynclinal varisque de la Sierra Morena.

PREMIÈRE PARTIE

CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

CHAPITRE I

MISE EN PLACE GÉOLOGIQUE

A - CONSTITUTION DE LA SIERRA MORENA

LES UNITÉS STRUCTURALES

La Sierra Morena, zone méridionale du Massif Hespérique, est constituée par un ensemble de terrains cristallins, cristallophylliens et sédimentaires. L'examen d'une carte géologique (fig. 4) montre la répartition de ces formations en bandes parallèles, de direction générale NW-SE, qui correspondent à des plis varisques, les massifs granitiques et cristallophylliens étant localisés dans les zones anticlinales, alors que les sédiments dévonien et carbonifères occupent le coeur des synclinaux.

Cette architecture est dérangée par des accidents tectoniques divers, tels que chevauchements varisques plus ou moins parallèles à la direction des plis, ou lignes de fractures tertiaires, d'orientation généralement E-W ou WSW-ENE.

Les principales lignes de chevauchement(1), qui ont été identifiées dans la Sierra Morena sont les suivantes :

- L'*accident de la Sierra Madrona*, qui à travers la Sierra de Almadén et la Sierra Madrona se prolonge jusqu'au massif granitique de Santa Elena, au Sud du Despeñaperros.
- L'*accident de los Pedroches* qui correspond à la limite entre la zone alcudienne et la zone de l'Ossa Morena de la Meseta Ibérique, définies par F. Lotze (1945).
- L'*accident de la Sierra de los Santos* qui traverse la Sierra Morena avec une direction NW-SE à partir de Cordoue.
- L'*accident du Pedroso* qui est marqué par la présence de batholites granitiques (El Pedroso, Garrotal) et qui met en contact une zone méridionale très métamorphique chevauchant la zone septentrionale constituée de terrains sédimentaires cambro-siluriens.
- L'*accident du Viar* qui limite au NE un synclinal permien (correspondant à un chevauchement vers le SW).
- L'*accident de Beja-Guillena*, qui sépare la zone de l'Ossa Morena de la zone sud-portugaise. (Lotze 1945).

Ces accidents tectoniques importants permettent de distinguer plusieurs unités structurales dans la bordure méridionale de la Meseta Ibérique.

- Au NE de l'accident de los Pedroches, le *secteur oriental* appartient à la zone alcudienne.
- *Un secteur central* comprend toutes les formations situées entre le massif granitique de los Pedroches et le chevauchement de Beja-Guillena.

(1) Il faut entendre par lignes de chevauchements principales, des zones de chevauchement comportant un faisceau plus ou moins large de contacts anormaux et de dislocations, et non une simple surface tectonique. Nous en aurons une idée plus précise après l'étude détaillée des accidents du Pedroso et du Viar qui intéressent la région envisagée.



Fig. 4 - Schéma géologique du secteur central de la Sierra Morena

- | | |
|---------------------------------|-------------------------------|
| 1. Roches cristallines acides | 5. Cambrien |
| 2. Roches cristallines basiques | 6. Silurien |
| 3. Roches volcaniques acides | 7. Dévonien |
| 4. Roches métamorphiques | 8. Carbonifère |
| | 9. Terrains post-paléozoïques |

- Un secteur occidental couvrant le Sud du Portugal et la majeure partie de la province de Huelva.

1 - Le secteur oriental

Ce tronçon méridional de la zone alcudienne est formé par une alternance de plis orientés NW-SE, mais qui tendent à adopter une direction E-W vers l'Est. Ce phénomène est en liaison avec l'existence de contacts anormaux secondaires, qui correspondent au chevauchement des compartiments nord sur les compartiments sud. Ces structures varisques sont coupées par des failles de directions N-S ou WNW-ESE. Ces lignes de fractures sont souvent occupées par des dykes de roches effusives, ou par des filons métallifères (plombo-zincifères), particulièrement abondants dans la région de la Carolina.

Du point de vue stratigraphique, ce secteur est caractérisé par une puissante série de sédiments de l'Infracambrien et du Cambrien inférieur, sur lesquels reposent en discordance les couches ordoviciennes. Les dépôts dévoniens sont souvent lacunaires et présentent des faciès néritiques.

Les batholites granitiques sont rares (massif de Santa Elena) ainsi que les formations cristallophylliennes.

2 - Le secteur central

L'accident des Pedroches, d'orientation NW-SE, met en contact dans la Sierra Morena la zone alcudienne et la zone de l'Ossa Morena. Cette limite est également marquée par la présence d'un vaste batholite granitique, très allongé suivant la direction varisque. Les axes de plissement sont

en général NW-SE, mais cette orientation est souvent dérangée par l'existence de chevauchements ultérieurs, sensiblement E-W. La structure de cette région est en outre influencée par la présence de nombreux massifs cristallins et cristallophylliens.

Il est possible cependant de distinguer plusieurs unités.

- *Le massif des Pedroches* est chevauché sur son flanc septentrional par les formations siluriennes et carbonifères de Santa Eufemia et de Guadamez. Il est constitué par un ensemble de faciès granitiques et gneissiques, qui s'étend sur 200 km de long.

- *La zone synclinale de Belmez*. Au SW du granite des Pedroches, les sédiments clastiques du Silurien amorcent un synclinorium complexe, de forme très allongée suivant la direction NW-SE, sur une longueur de 100 km. Une série de bassins carbonifères, renfermant des dépôts à faciès *Culm*, des grès et des calcaires à Encrines (Dinantien), sont séparés par de petits anticlinaux formés de schistes, de micaschistes et de gneiss. Ces plis montrent un déversement général vers le Nord Est.

- *La zone métamorphique de Los Santos*. Le synclinal de Belmez s'appuie à l'Ouest sur une large zone formée de terrains cristallophylliens très variés et de sédiments cambriens moins métamorphisés, parmi lesquels certains bancs calcaires ont révélé une riche faune d' *Archaeocyathus*. Les affleurements de granite sont également abondants.

Au Sud Ouest de cet ensemble, une série de plis NW-SE, qui affectent en général des sédiments du Paléozoïque inférieur, s'étend ainsi jusqu'à l'accident du Pedroso. Les formations siluriennes, assez rares, se rencontrent seulement dans le coeur de synclinaux, tels que le Valle (à l'Ouest de Cazalla de la Sierra), et reposent en discordance sur le Cambrien inférieur.

- *La région de Lora del Rio - El Pedroso*. Au Sud de l'accident du Pedroso, les formations cristallophylliennes deviennent plus abondantes, ainsi que les massifs granitiques. Quelques sédiments paléozoïques (Cambrien surtout, et Silurien) ont été épargnés par le métamorphisme hercynien. La présence de complexes cristallophylliens et de batholites granitiques rend difficile l'interprétation structurale de cette région. Il est possible de reconnaître cependant une succession de plis varisques, qui sont souvent perturbés par des décrochements N-S ou des chevauchements ENE-WSW. Enfin quelques synclinaux renferment des lambeaux de Carbonifère moyen, discordants sur le substratum de Paléozoïque inférieur. L'étude géologique de cette zone fait l'objet de ce mémoire (fig. 4).

- *La zone d'Aracena*. Séparée de la précédente par l'accident du Viar, la zone d'Aracena correspond à un ensemble de terrains métamorphiques et de massifs granitiques qui s'étend depuis le Viar jusqu'au Portugal (massif d'Evora). Les directions structurales sont généralement E-W. F. Lotze (1937) a montré que ces formations n'étaient pas précambriennes mais provenaient du métamorphisme de sédiments du Paléozoïque inférieur. Les analogies avec la zone de Lora del Rio semblent donc certaines, mais les connaissances de la stratigraphie de cette région sont encore très fragmentaires.

Au Sud de cette unité, s'individualisent d'importants massifs de roches basiques (Beja, Castillo de Las Guardas, Castilblanco de los Arroyos), dont certaines ont subi des transformations métamorphiques. Pour H.J. Mac Gillavry (1961), ces formations borderaient un accident tectonique de premier ordre (Beja-Guillena), séparant les zones sud-portugaise et de l'Ossa-Morena.

Le secteur central, qui s'étend du massif granitique des Pedroches au complexe d'Aracena-Evora, est caractérisé par la présence de roches cristallines et cristallophylliennes, surtout abondantes au SW de l'accident du Pedroso. Du point de vue stratigraphique, il s'individualise par un grand développement des terrains infracambriens et cambriens, sur lesquels reposent en discordance la série silurienne et dévonienne. Le Dévonien supérieur n'existe pas. Au N de l'accident du Pedroso, les structures tectoniques sont en général déversées vers le Nord Est, tandis qu'au S de cet accident elles sont déversées vers le Sud Ouest.

3 - Le secteur occidental

Au S de l'accident de Beja - Guillena, le secteur occidental correspond à la partie espagnole de la zone sud-portugaise de F. Lotze. Contrairement au secteur précédent, il contient peu de massifs cristallins (Nord de la province de Huelva) ; il est constitué essentiellement de sédiments marins du Dévonien supérieur et du Carbonifère (Dinantien et Moscovien). Au-dessous de ces terrains datés, reposent en continuité, selon H.J. Mac Gillavry (1961), des formations épimétamorphiques, comprenant des séricitoschistes, des grès arkosiques, des roches vertes, et dont l'âge est incertain (Silurien d'après la carte géologique d'Espagne au 1/1 000 000, Algonkien et Cambrien inférieur pour F. Lotze, 1942). De nombreuses venues ophiolitiques (spilites et kératophyres) se rencontrent dans les niveaux inférieurs de cet ensemble, qui est caractérisé aussi par la présence des gisements pyriteux.

Les axes de plissement adoptent dans ce secteur occidental de la Sierra Morena une direction sensiblement E-W, et les plis sont déversés vers le Sud.

LES FORMATIONS CRISTALLINES ET CRISTALLOPHYLLIENNES

Les formations cristallines et cristallophylliennes sont particulièrement abondantes au SW de l'accident de los Pedroches, c'est-à-dire dans la zone de l'Ossa Morena. La zone alcudienne au contraire ne renferme que quelques batholites granitiques de petite dimension, tels que le massif de Santa Elena. Les sédiments siluriens, en particulier les schistes à Graptolites, sont métamorphisés au contact de ces granites.

1 - Les formations cristallophylliennes

Il existe trois grandes zones métamorphiques dans le domaine de la Sierra Morena : la Sierra de los Santos, au NW de Cordoue, la région comprise entre Lora del Rio et El Pedroso (province de Séville) et la Sierra de Aracena (province de Huelva).

- La Sierra de los Santos

Ce complexe cristallophyllien, qui dessine une bande allongée NW-SE à travers la province de Cordoue, est constitué en grande partie de micaschistes et de schistes verts. Les faciès gneissiques sont beaucoup moins représentés et sont très souvent en relation avec des pointements de granite renfermant de nombreuses enclaves de gneiss.

La série des micaschistes, comprenant quelques lentilles d'amphibolites, passe graduellement à des chloritoschistes avec des intercalations de talcschistes et de calcaires cristallins. Les termes de passage avec les formations cambriennes sédimentaires comportent un faciès de schistes noduleux à andalousite.

- La Sierra de Aracena

La province de Huelva est traversée au S d'Aracena par une bande E-W de terrains métamorphiques, qui se retrouvent au Portugal dans le massif d'Evora.

Les faciès pétrographiques, à dominance silico-alumineuse, sont très variés. Le gneiss normal est "à mica noir et à grains fins de feldspath, avec une abondance de pyrite et de cristaux de cordiérite et de fibrolite". Dans cette masse gneissique, s'intercalent de nombreuses lentilles d'amphibolites feldspathiques, de gneiss pyroxéniques (souvent à scapolite) qui ont été signalés par A. Lacroix dans sa thèse (1889).

Les zones correspondant à un métamorphisme moins intense sont constituées par des schistes sériciteux et des chloritoschistes. Des intercalations de calcaires et de schistes actinolitiques ont été décrites dans de nombreuses localités, à la Peña de Alajar (15 km à l'W d'Aracena).

- Les massifs cristallophylliens de la province de Séville

Le Nord de la Province de Séville renferme plusieurs massifs cristallophylliens, situés au S de l'accident tectonique du Pedroso. Le plus important est celui qui s'étend au N de Lora del Rio et qui fait l'objet de notre étude.

Dans les travaux des anciens géologues, il est difficile de distinguer les phénomènes de métamorphisme général de ceux du métamorphisme de contact autour des batholites granitiques qui sont très fréquents dans la région. La majeure partie des faciès métamorphiques a un caractère épizonal ; localement, apparaissent des formations gneissiques et des zones de migmatites, comme c'est le cas dans le secteur étudié ici (voir 3ème partie). Aucune relation structurale de ces unités cristallophylliennes avec l'environnement n'a été décrite jusqu'à présent.

Il semble cependant que ces formations, qui étaient autrefois désignées sous le nom d'*Estrato cristallino* (Etage cristallin = Archéen), résultent plutôt du métamorphisme de sédiments paléozoïques (Fabriès, 1957). L'existence d'une discordance entre le Cambrien inférieur et ces roches cristallophylliennes n'a pu être observée en aucun endroit de la Sierra Morena. Nous verrons qu'il en est de même pour les massifs granitiques de cette région.

2 - Les massifs de roches cristallines.

Les massifs granitiques sont extrêmement abondants dans la zone de l'Ossa-Morena. Certains sont en liaison avec les formations cristallophylliennes ; mais il existe de nombreux batholites "in-

trusifs" dans les différents niveaux de la série paléozoïque. La carte géologique d'Espagne (1/1 000 000e) semble indiquer que ces massifs ont en général des formes elliptiques et sont disposés de façon concordante par rapport aux directions tectoniques des terrains encaissants. Leurs bordures sont souvent marquées par des contacts anormaux.

Nous ne connaissons pratiquement rien de la position structurale des divers granites à bords circonscrits dans la zone méridionale de la Meseta Ibérique ; c'est surtout la nature pétrographique de ces roches qui a intéressé jusqu'à présent les géologues. D'après nos recherches dans cette région et les quelques données bibliographiques existant à l'heure actuelle, il semble possible cependant de distinguer plusieurs types de massifs.

- Les massifs granitiques *syntectoniques* (Los Pedroches, Los Santos, El Pedroso...) sont situés en général dans des zones de chevauchement ou des charnières importantes de l'édifice varisque. Leur mise en place serait contemporaine de la phase sudète de plissement. Les principaux faciès sont : granites à deux micas (souvent à microcline), granodiorites, tonalites...

- Les massifs granitiques *tarditectoniques* (Ventas Quemadas, Villaviciosa de Cordoba, Castilblanco de los Arroyos, Fuente de Cantos, Ahillones), sont souvent séquents par rapport aux terrains encaissants, qui sont largement atteints par un métamorphisme de contact. Leur constitution est plus homogène : en général il s'agit de granite calcoalcalin à biotite et à orthose. Leur mise en place s'est produite avant le Westphalien moyen.

- Les massifs granitiques *posttectoniques* d'âge postérieur au Stéphanien moyen semblent très rares et n'ont pas encore été mis en évidence de façon certaine. Par comparaison avec la géologie des granites du Portugal (Oen Ing Soen, 1960) et la répartition des gîtes de wolfram, d'étain et d'uranium, le long des alignements granitiques de Caceres à Cordoue et Andujar ("axe uranifère" de Roubault, 1958 ; Ahlfeld, 1958), il est possible que les grands massifs cristallins, tels que celui des Pedroches, renferment des corps intrusifs de granite plus récent, qui serait caractérisé par une structure grossièrement porphyroïde et une richesse en feldspath potassique et en biotite. Leur mise en place aurait eu lieu après le Stéphanien moyen.

CONCLUSIONS

La Sierra Morena n'est qu'une unité géographique ; du point de vue géologique, "il n'y a pas là de chaîne bien individualisée, mais seulement une série de chaînons orientés en gros dans le sens des affleurements, c'est-à-dire NW-SE"(1), chaînons qui correspondent à la bordure méridionale de la Meseta Ibérique. Elle appartient à trois zones structurales varisques, définies par F. Lotze (1945) : la zone alcudienne, la zone de l'Ossa-Morena et la zone sud-portugaise. Son histoire géologique est caractérisée par l'absence de bloc antécambrien, du moins à l'affleurement, et par deux cycles de sédimentation.

Le premier a donné une série continue et concordante depuis l'Infracambrien jusqu'au Cambrien moyen dans le secteur central et le secteur oriental. Ce cycle n'est pas connu avec certitude dans la zone sud-portugaise. La phase orogénique sardique a provoqué la lacune du Cambrien supérieur et des discordances angulaires, surtout marquées dans la province de Huelva. Cette sédimentation géosynclinale fut accompagnée d'un volcanisme initial, à caractère basique (dolérites, spilites) dans tout ce domaine méridional de la Meseta. Nous reviendrons plus en détail sur la paléogéographie du Paléozoïque inférieur, dans le chapitre suivant (p. 33), après avoir étudié les formations cambriennes de la région qui fait l'objet de notre travail.

Après cette interruption sardique, la sédimentation reprend à partir de l'Ordovicien, et s'effectue avec des modalités différentes dans deux domaines bien distincts. Dans les secteurs oriental et central, la série sédimentaire est peu épaisse et souvent lacunaire (lacune du Dévonien moyen) ; elle est caractérisée par des faciès néritiques. Pendant le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur, le régime marin persiste, mais avec un caractère épicontinental. En résumé, au cours de l'histoire géosynclinale varisque, cette portion de la Meseta Ibérique apparaît comme une zone de haut-fonds, et peut être assimilée à la ride eugéanticlinale.

La série sédimentaire dévono-carbonifère est au contraire très puissante dans le secteur occidental de la Sierra Morena, qui se présente comme un sillon fortement subsident. Dans un pre-

(1) J. Sermet, 1953.

mier stade (probablement Dévonien - Tournaisien) se produit l'accumulation de sédiments détritiques (arkoses, grès, schistes) qu'accompagnent des émissions ophiolitiques et le dépôt de radiolarites. La sédimentation d'épaisses couches de flysch lui succède jusqu'au Moscovien, après l'arrêt des manifestations volcaniques. Selon H.J. Mac Gillavry (1961), cette zone peut être considérée comme un sillon eugéosynclinal, caractérisé par les phénomènes suivants :

- volcanisme initial (spilites et kératophyres)
- dépôt de tufs volcaniques et de sédiments détritiques avec intercalations de radiolarites
- association kératophyres-radiolarites-minerais de manganèse
- présence d'amas pyriteux (L.J. Miller, 1960)
- rareté des fossiles.

L'architecture de la Sierra Morena semble être l'oeuvre de plissements des phases essentiellement bretonne et sudète. A titre d'hypothèse pour le moment, nous pouvons supposer que le métamorphisme et la migmatisation du "socle", en l'occurrence les formations anté-ordoviciennes, plissées pendant l'orogénie sardique, ont eu lieu au cours de la première phase ; la seconde a coïncidé avec la mise en place des granites syntectoniques et tardi-tectoniques. Les phases plus tardives, asturienne et saalique, ont entraîné surtout des basculements et des chevauchements de divers compartiments suivant des accidents souvent parallèles aux structures varisques.

Durant toute l'ère secondaire et le début du Tertiaire, la Sierra Morena connaît une dénudation intense, faisant apparaître l'infrastructure de la chaîne nouvellement constituée, et acquiert un relief de pénéplaine. Au Miocène, le Sud de la Meseta Ibérique est recouvert par une transgression marine venant du détroit bétique. En même temps débutent l'enfoncement de la dépression bétique et la flexure du Guadalquivir. Les plissements alpins de la chaîne bétique sont la cause d'un soulèvement à grand rayon de courbure qui entraîne à son tour un nouveau cycle d'érosion se poursuivant encore de nos jours.

B - SITUATION GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Le NE de la province de Séville, dont l'étude pétrographique et structurale constitue l'essentiel de notre travail, appartient en totalité au secteur central de la Sierra Morena, tel que nous venons de le définir.

Cette région correspond à une unité géologique bien individualisée et limitée par trois accidents tectoniques majeurs (fig. 4). Le côté nord est occupé par le chevauchement du Pedroso ; la bordure occidentale est constituée par le chevauchement du Viar et la limite méridionale suit la flexure du Guadalquivir.

Ces trois accidents tectoniques déterminent quatre domaines géologiques, dont nous allons donner brièvement les caractères généraux, pour servir de fil directeur à l'étude plus détaillée de la quatrième unité :

- la plaine du Guadalquivir
- le fossé du Viar
- la zone de Constantina (au N du Pedroso)
- la zone lorène (au S du Pedroso).

1 - La plaine du Guadalquivir

La vallée du Guadalquivir correspond dans la province de Séville comme dans celles de Cordoue et de Jaen plus à l'Est, à la grande dépression bétique qui sépare la Meseta Ibérique des chaînes alpines de l'Espagne méridionale. Elle se caractérise du point de vue géologique par l'existence de sédiments néogènes horizontaux. Ces dépôts sont tous marins et appartiennent au Miocène et parfois au Pliocène entre Carmona et Dos Hermanas (*cuesta de los Alcores*).

Dans la province de Séville, il existe une légère discordance entre les formations miocènes et pliocènes, bien visible sur la butte de Carmona (Calderon, 1896). Les terrains miocènes présentent en effet un léger pendage de 5 à 10° vers le Sud en bordure de la Sierra Morena et sont affectés par de légères ondulations de direction WSW-ENE.

Les faciès lithologiques, en général côtiers, comprennent principalement des marnes bleues ou grises, des sables, des grès à ciment calcaire et des calcaires coquilliers, arénacés. Les formations alluviales du Guadalquivir et de ses affluents de rive gauche complètent la constitution géologique de cette unité.

2 - Le fossé du Viar

Dans son cours inférieur, le rio Viar coule au-milieu d'une grande dépression, dont la largeur peut atteindre 5 km. Elle est occupée par des formations détritiques permo-carbonifères, qui dessinent un large synclinal dissymétrique, de direction varisque NW-SE. Son flanc occidental est caractérisé en effet par un pendage faible de 20° à 30° environ vers le NE, les couches permo-carbonifères venant reposer de façon transgressive sur le substratum cristallin (granite et roches vertes) du massif de Castilblanco de los Arroyos. (fig. 5).

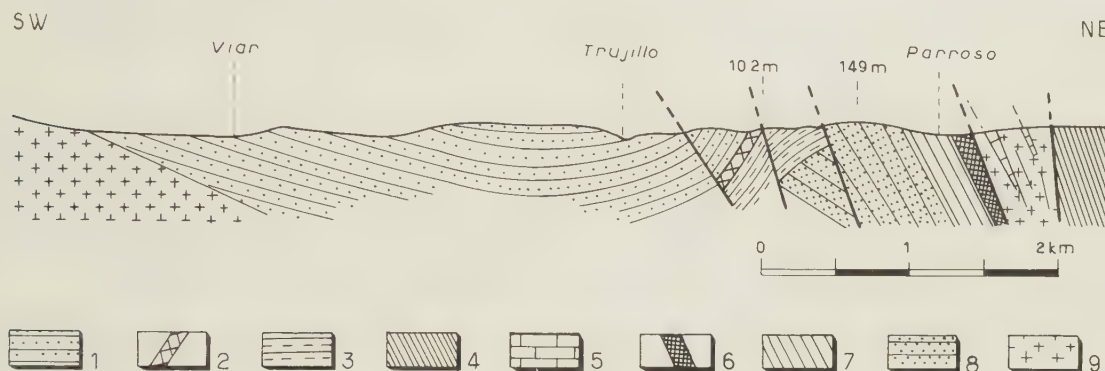


Fig. 5 - Coupe à travers le synclinal du Viar

- | | |
|---------------------------------|---------------------------------|
| 1. Couches supérieures du Viar | 6. Niveau volcanique ordovicien |
| 2. Calcaire intermédiaire | 7. Schistes micacés |
| 3. Couches inférieures du Viar | 8. Quartzites (Skiddavien) |
| 4. Schistes noirs gothlandiens | 9. Granite |
| 5. Calcaire oolitique (Caradoc) | |

La limite orientale du synclinal est marquée au contraire par un accident tectonique grossièrement rectiligne, le chevauchement du Viar au voisinage duquel les couches permo-carbonifères se redressent fortement, avec des pendages accusés de l'ordre de 70° vers le SW.

Le Paléozoïque supérieur du Viar s'ennoie au Sud sous les terrains miocènes de la vallée du Guadalquivir.

Du point de vue pétrographique, la série permo-carbonifère comprend une alternance de faciès détritiques parmi lesquels prédominent les conglomérats et les grès rouges ou gris-verdâtre, avec quelques intercalations de schistes gréseux verts. Ces formations continentales correspondraient au Stéphanien terminal et au Rothliegende (Simon, 1943).

3 - La zone de Constantina

Entre Cordoue et Llerena, une bande de terrains cambriens, qui furent identifiés dès les premiers travaux de J. Macpherson (1879), traverse le Nord de la province de Séville. L'accident du Pedroso en forme la limite méridionale qui a une direction varisque NW-SE.

Le trait original de cette unité consiste en une succession assez régulière de plis affectant les formations cambriennes et infracambriennes. Les coeurs de certains synclinaux sont occupés par des lambeaux de terrains siluriens ; citons en particulier le synclinal du Valle (à l'W de Cazalla de la Sierra), celui du Cerron del Hornillo (entre Constantina et La Puebla de los Infantes). Les dépôts d'âge dévonien ne sont pas connus dans tout ce secteur. Une série de petits bassins carbonifères, discordants sur les formations précédentes, s'aligne suivant la direction NW-SE depuis San Nicolas del Puerto jusqu'à Zafra. L'âge de ces sédiments est Stéphanien dans la partie sud est de cette zone.

Du point de vue tectonique, les plissements ont en général une direction NW-SE et sont déversés vers le Nord Est ; mais quelques accidents, orientés E-W, viennent perturber cette structure régulière.

Les formations du Paléozoïque inférieur renferment de nombreux sills de roches éruptives basiques, qui constituent parfois des massifs relativement importants, comme par exemple au N de Cazalla de la Sierra, et dans la Ribera de Benalija, entre le Cerro de Santiago et le Cerro Gordo (Calderon et Del Rio, 1894). Ces sills ont été affectés par les mouvements orogéniques varisques et présentent souvent des traces de laminage et de broyage.

La zone de Constantina se caractérise aussi par le rôle très réduit que jouent les roches granitiques et cristallophylliennes dans sa constitution. Les massifs granitiques sont à bords circonscrits et développent autour d'eux de larges auréoles de métamorphisme. Ils semblent correspondre, pour la plupart, aux granites tardi-tectoniques.

4 - La zone lorène

Entourée par les trois zones décrites précédemment, la *zone lorène*(1) est caractérisée au S de l'accident du Pedroso par une architecture géologique complexe. Cette complexité est due à la grande variété des formations qui s'y rencontrent et est accentuée par les phénomènes de métamorphisme général et de granitisation dont elle est le siège.

La zone lorène (voir carte générale hors-texte) est constituée par des terrains cambriens, bien représentés au centre (bassin du Huesna), qui passent progressivement vers l'Est à des formations cristallophylliennes (massif de Lora del Rio). Deux grands massifs granitiques à bords circonscrits s'individualisent d'autre part au sein des couches cambriennes : au Nord le massif du Garrotal et à l'Ouest le massif du Pedroso - Ventas Quemadas. Enfin au Sud Ouest, deux synclinaux étroits renferment l'un des sédiments siluriens (cours inférieur du Parroso), l'autre des dépôts westphaliens (bassin houiller de Villanueva de las Minas) ; tous deux s'ennoient au Sud sous la couverture miocène.

La zone lorène présente donc un intérêt particulier du fait de sa grande variété pétrographique et des relations mutuelles entre les diverses formations. Quoique constituant une unité bien caractérisée par rapport aux autres qui interviennent dans la constitution géologique du NE de la province de Séville, il est difficile de l'isoler complètement pour étudier les problèmes géologiques qu'elle pose. En particulier pour débrouiller la stratigraphie du Paléozoïque inférieur, il est nécessaire de s'intéresser aux formations qui se rencontrent dans la zone de Constantina.

(1) "lorène", traduction de *loreño* (se rapportant à Lora del Rio).

CHAPITRE II

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

La stratigraphie des terrains sédimentaires situés dans le NE de la Province de Séville est assez bien connue, grâce aux travaux de W. Simon (1951). Aussi, nous contenterons-nous de reprendre dans leurs grandes lignes les conclusions de cet auteur, en y ajoutant quelques remarques concernant l'âge des formations cambriennes et leurs relations avec les couches siluriennes. D'un point de vue général, la région étudiée est constituée par plusieurs séries sédimentaires, d'âges différents :

- la série cambrienne très puissante
- la série silurienne, moins épaisse
- la série du Paléozoïque supérieur, essentiellement continentale.

Enfin les dépôts plus récents (Miocène et Quaternaire) recouvrent la partie méridionale de la zone lorène et ont peu d'importance dans les problèmes qui nous intéressent ici.

A - L'INFRACAMBRIEN ET LE CAMBRIEN

Les terrains sédimentaires les plus importants dans le NE de la Province de Séville sont d'âge cambrien et infracambrien. Ils forment de puissantes séries, plissées principalement durant l'orogénèse varisque et présentent en de nombreux endroits des caractères métamorphiques, parfois très accentués dans la zone lorène.

Cette étude des formations cambriennes correspond surtout à une mise au point des connaissances acquises par les auteurs antérieurs et par nos levés géologiques effectués de 1954 à 1959. Ces terrains méritent une attention particulière à cause de leurs relations avec les faciès cristallophylliens du massif de Lora del Rio, et des roches éruptives qu'ils contiennent.

STRATIGRAPHIE DES TERRAINS SÉDIMENTAIRES CAMBRIENS

1 - La série cambrienne

W. Simon (1951) a donné les grandes lignes de la série stratigraphique cambrienne. Bien que ses conceptions au sujet de l'âge de ces terrains ne soient pas acceptables, la succession de couches reste valable. Aussi garderons-nous la même nomenclature que lui pour désigner les différents ensembles constitutifs de cette série.

- *Les couches du Tambor*

La sédimentation paléozoïque débute par un conglomérat grossier, dont on ne connaît en aucun endroit le substratum. Il contient des galets arrondis (5 à 10 cm) de différentes natures, les plus importants étant des quartzites blancs et des schistes quartzeux gris-bleu, bien que les éléments de roches cristallines ne soient pas rares. Le ciment est en général quartzo-argileux, renfermant aussi de nombreux petits grains quartzeux roulés. La couleur de cette roche est dans son ensemble brun-rouille, et les galets constitutifs présentent une patine brunâtre à leur périphérie. Cette formation conglomératique (30 m de puissance) se ré-

vèle dans la morphologie par des arêtes. Elle se rencontre, par exemple, sur les hauteurs de la Loma del Tambor (à mi-chemin entre Constantina et la Fábrica del Pedroso), aux Reventones (à l'Ouest du kilomètre 13 de la route El Pedroso - Cazalla de la Sierra), au Cerron del Hornillo (Nord immédiat du kilomètre 16 de la route Constantina - La Puebla de los Infantes). Ce dernier gisement, dans le ravin creusé par le Tamujoso qui traverse le Cerron del Hornillo, montre deux niveaux conglomératiques, séparés par des bancs d'arkoses grossières blanchâtres à jaunâtres.

Les conglomérats sont surmontés par une puissante série d'arkoses blanches et de grès, qui sont plus grossiers dans les horizons inférieurs. Au toit de cette série, les faciès quartzitiques, renfermant de très minces intercalations de schistes, commencent à apparaître. Dans ces faciès détritiques récurrents, de fins rubans noir-cendré, correspondant à un enrichissement en magnétite, servent de niveaux-repères. La puissance moyenne de ces couches est de l'ordre de 200 m.

La sédimentation détritique se poursuit par des alternances de quartzites gris-clair et de schistes argileux. Au sommet, le faciès schisteux devient prépondérant : ce sont des schistes noirs, argileux et tendres, dont la puissance approximative est de 400 à 500 m. Cette série est visible dans la vallée du Barbacal (fig. 6), au S de la route Constantina - La Puebla de los Infantes.

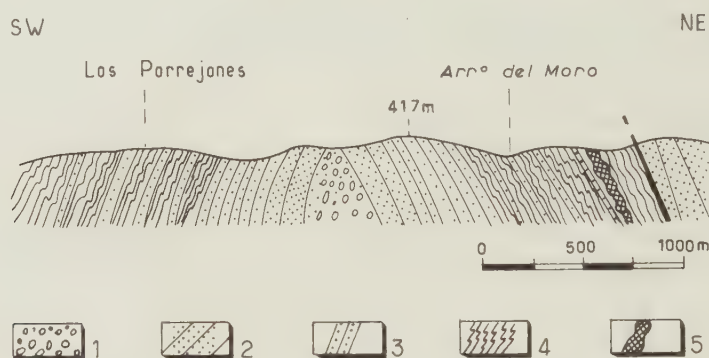


Fig. 6. - Coupe de l'anticlinal du Porreón (vallée du Barbacal)

- | | |
|----------------------|----------------|
| 1. Conglomérat | 4. Schiste |
| 2. Arkose | 5. Roche verte |
| 3. Grès et quartzite | |

Ces formations se traduisent dans le paysage "par l'absence d'habitation et de culture. Sous une végétation très clairsemée, le sol est blanc, grâce aux cailloutis qui recouvrent les versants" (Simon, 1951). Dans ces collines aux pentes dénudées et très souvent ravinées, les lignes de crêtes sont constituées par les conglomérats grossiers ou les arkoses blanchâtres.

- Les couches de Campoalla

La sédimentation argileuse se poursuit en s'enrichissant en carbonates. Les couches de Campoalla correspondent donc à des faciès principalement calcaires. W. Simon leur a donné le nom de Campoalla, lieu où J. Macpherson découvrit le premier fossile cambrien de Sierra Morena (3 km au N de la Fábrica del Pedroso).

Au toit des schistes noirs de la série du Tambor, alternent des couches de marnes bleues et de grès à ciment calcaire, en lits de 5 à 10 cm d'épaisseur ; elles deviennent plus riches en carbonates dans les horizons supérieurs et passent progressivement à un ensemble de calcaires rubanés et maillés. Ce rubanement est dû à une succession de lits calcaires clairs, de faible épaisseur, et de lits marneux gris-bleu. De nombreux bancs de calcaires en plaquettes, de couleur bleu-foncé, et quelques lits de calcaires noduleux viennent s'intercaler dans la série. La puissance totale des marnes et des calcaires lités est d'environ 600 à 1000 m.

La partie terminale des couches de Campoalla comporte le développement de lentilles ou de bancs de calcaires cristallins, blancs ou rosés, à aspect de marbres. Ils sont parfois veinés, avec des tons toujours clairs (jaunes ou roses). Dans la zone lorène, ils peuvent renfermer quelques minéraux de métamorphisme, tels que actinote, clinocllore, tourmaline, dipyre. W. Simon a découvert à Espartillar des Stromatolites (*Cryptozoon*), découverte qui lui permet de penser que les calcaires cristallins ont pu se former à partir d'aigues calcaires.

Cette formation de Campoalla occupe au N de l'accident du Pedroso de grandes étendues. Elle constitue par exemple tout le synclinal de Cazalla de la Sierra, depuis le Viar (barrage du Pintado) jusqu'à la Puebla de los Infantes. Les principales hauteurs sont alors dues à la présence des calcaires cristallins (à *Cryptozoon*) qui atteignent des puissances d'environ 100 m à Constantina (monts du Gibarrayo). Plus au Nord, les couches de Campoalla occupent une position anticlinale (anticlinal de Los Membrillos) entre Alanis et San Nicolas del Puerto.

Les couches de Campoalla ont révélé la présence d'organismes, principalement des Archaeocyathidés et des Stromatolites.

Remarque

Les couches du Tambor et de Campoalla renferment des intercalations de roches basiques doléritiques et spilitiques, plus ou moins puissantes. Bien qu'elles se rencontrent à différents niveaux de la série, elles semblent plus fréquentes dans les formations suivantes :

- schistes et quartzites du sommet des couches de Tambor
- grès calcaires, vers la base des couches de Campoalla
- calcaires cristallins,

Nous reviendrons sur les conditions de gisement de ces roches vertes et sur leurs relations avec les terrains encaissants (2ème partie, p. 61).

- Les couches d'Alanis

Au toit des bancs de calcaires cristallins à *Cryptozoon*, reposent en concordance une série, puissante de 600 m environ, de couches bariolées, dont la teneur en calcaire décroît de bas en haut. Le passage entre les couches de Campoalla et celles d'Alanis se fait par quelques mètres de calcaires rubanés et bariolés, renfermant de fines intercalations marneuses. (voir coupe du Huesna près de la Fundación de la Plata, (fig. 7).

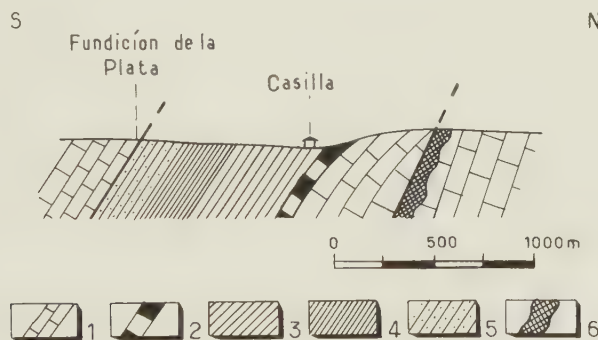


Fig. 7 - Coupe de la Fundación de la Plata

1. Calcaires cristallins
2. Calcaires rubanés avec intercalations de marnes bariolées
3. Marnes bariolées
4. Schistes bariolés
5. Schistes gréseux
6. Roches vertes

Au-dessus de ces niveaux de transition se développe un ensemble de marnes vertes et violettes, en bancs de 10 cm environ, présentant encore vers la base quelques récurrences de calcaires bariolés. C'est dans ce niveau marneux qu'ont été trouvés les restes d'une riche faune de Trilobites. R. et E. Richter (1940) l'ont appelé *horizon à Saukianda* (*Saukianda - Stufe*), d'après le nom du genre le plus représenté dans les gisements d'Alanis.

La sédimentation devient alors moins carbonatée, et des schistes bigarrés, verts ou rouge-vineux, argileux et tendres, succèdent aux couches à *Saukianda*. Le sommet de la série schisteuse est occupé par des schistes plus quartzeux, des schistes verts très micacés, donnant même quelques minces bancs de psammites. W. Simon signale avoir trouvé dans ces niveaux plus détritiques des pseudomorphoses de sel gemme, à l'E de San Nicolas del Puerto.

Au N de l'accident du Pedroso, les couches d'Alanis occupent toujours des positions synclinales. Elles sont surtout bien représentées dans le synclinal d'Alanis qui atteint, au niveau de la route de Cazalla de la Sierra à Alanis, plus de 7 km de large. Elles tapissent aussi le synclinal de San Nicolas del Puerto, entre cette dernière localité et le Cerro del Hierro.

- Les arkoses grossières

La série cambrienne dans le Nord de la province de Séville se termine par des bancs d'arkoses grossières, de couleur blanche ou violette. La puissance de ce niveau est difficile à évaluer car il semble avoir subi une érosion marquée durant la fin du Cambrien. L'orogénèse sardique a sans doute conditionné sa sédimentation.

Ces arkoses forment par exemple une ligne de crêtes, de direction NW-SE, au S du Cerro del Hierro, entre le Robledo et le Cerro Negrillo (892 m). Elles couronnent la montagne de l'Ermita de San Diego, au NE immédiat de San Nicolas del Puerto.

Cette formation n'a fourni jusqu'à présent aucune trace d'organismes fossiles.

2 - Age de la série

Nous consacrons un paragraphe spécial à la chronologie de la série cambrienne car sa détermination a soulevé une discussion durant ces dix dernières années. W. Simon (1949, 1951), à la suite de R. et E. Richter suppose que ces formations s'étagent depuis le Cambrien inférieur (pour les couches du Tambor), jusqu'au Cambrien supérieur, en particulier le niveau à *Saukianda* des couches d'Alanis.

a) Résumé des découvertes paléontologiques

Dans le cycle sédimentaire du Paléozoïque inférieur, les premiers restes fossiles qui apparaissent, se rencontrent vers la base des couches de Campoalla : dans les niveaux de calcaires marneux rubanés et parfois noduleux, J. Macpherson découvrit près du cortijo de Campoalla un *Archaeocyathid* que F. Roemer (1878) désigna sous le nom de *Archaeocyathus marianus*. W. Simon (1939) donne une nouvelle détermination : *Ethmophyllum marianum* ROEMER. La présence de cette espèce permet d'attribuer à peu près sûrement un âge Cambrien inférieur aux couches qui la renferment, la famille des *Ethmophyllidae* caractérisant, d'une manière générale, le Géorgien (Okulitch, 1943 ; 1955). D'autres restes d'*Archaeocyatha* furent trouvés par R. et E. Richter (1940) dans le gisement à Trilobites, au cortijo de Juan Lázaro (près de la gare d'Alanis). Ce gîte fossilifère est contenu dans les marnes bariolées de la partie inférieure des couches d'Alanis (*Saukianda-Stufe*). Les espèces suivantes d'*Archaeocyatha* furent décrites par W. Simon (1939 - 1941) :

Archaeocyathellus SIMON 1939 = *Ajacycyathus* BEDFORD 1939.

Archaeocyathellidae indéterminés.

Le genre *Archaeocyathellus* (*Ajacycyathus*) semblerait caractéristique du Cambrien inférieur (Okulitch, 1955).

Dans l'horizon terminal de la série de Campoalla, correspondant à un faciès de calcaire cristallin, W. Simon (1939) a signalé la présence d'un gisement de Stromatolites, à Espartillar(1). Il décrit les individus rencontrés sous les noms de *Cryptozoon cf. proliferum* HALL et *Archaeozoon* MATTHEW. D'après cet auteur, ces calcaires seraient Cambrien supérieur. Cette attribution semble cependant peu probable.

De nombreux gisements de Trilobites ont été trouvés sur la route de Cazalla de la Sierra à Alanis, près de la gare d'Alanis (rive gauche de Benalijar, affluent du Viar), (Richter, 1940). A côté de nombreux restes de Trilobites et des *Archaeocyathellidae* décrits par W. Simon (1939-1941), les Richter identifièrent les espèces suivantes :

- *Hyolithes textor*
- *Hyolithes* sp. sp.
- *Boorthis* sp.
- *Acrotreta* sp.
- *Lingulella cf. ferruginea* SALTER

(1) Espartillar est situé à mi-distance entre la gare d'Alanis et San Nicolas del Puerto.

- *Lingulella* sp.
- *Chancelloria hispanica*
- Débris de Eocystidées (présentant certaines analogies avec *Gorgia prolifica* WALCOTT).

Parmi les restes de Trilobites rencontrés dans les couches d'Alanis, R. et E. Richter ont décrit une dizaine d'espèces, qui appartenaient pour la plupart à des genres nouveaux à l'époque (1940). P. Hupé (1952) critiqua les déterminations de Richter et donna une nouvelle nomenclature de ces espèces. Enfin récemment G. Henningsmoen (1957) a repris l'étude de cette faune, sur des échantillons ramassés par lui ou appartenant à la collection de Richter. La conclusion de cet auteur est la suivante : "En réalité, on a trouvé seulement six espèces de Trilobites dans les couches à *Saukianda* d'Alanis" :

- *Saukianda andalusiae* R. et E. RICHTER 1940.
- *Perrector perrectus* R. et E. RICHTER 1940.
- *Eops eo* R. et E. RICHTER 1940.
- *Strenueva sampelayoi* R. et E. RICHTER 1940.
- *Alanisia guillermoi* (R. et E. RICHTER 1940).
- *Hindermeyeria insecta* (R. et E. RICHTER 1940) (= *Strenuella Strenueva insecta* nov. sp.).

Les espèces supplémentaires qui avaient été décrites par les auteurs précédents (Richter, Hupé) sont considérées comme des synonymes, car dans de nombreux cas les déformations dues au facteur tectonique n'ont pas été envisagées assez attentivement.

En adoptant la classification de P. Hupé (1953), nous voyons que les espèces d'Alanis appartiennent au groupe I de la super-famille des *Ridlichioïdæ*, dont les représentants sont caractéristiques du Cambrien inférieur. R. et E. Richter (1940) attribuaient un âge Cambrien supérieur à cette faune, car ils rangeaient dans la superfamille des *Dikelocephalidæ* les espèces *Saukianda andalusiae*, *Eops eo*, *Perrector perrectus*, etc. qui étaient à l'époque des espèces et même des genres nouveaux. Ils s'appuyaient pour cette classification "en grande partie sur un certain homéomorphisme entre divers éléments de cette faune (*Saukianda*, *Resserops*, etc.) et les *Saukiinae*". Ils reconnaissaient également un caractère asiatique, pacifique à ces formes, caractère remarquable au point de vue géographique, dans une zone où l'on pouvait s'attendre à trouver plutôt un caractère acado-baltique. "Logiquement, R. et E. Richter étaient donc amenés à placer la "faune à *Saukianda*" dans le Cambrien supérieur".

Or en 1948, J.L. Wilson, analysant l'article des Richter, fait de graves réserves sur le rangement de *Saukianda* dans la famille des *Saukiinae* (*Dikelocephalidæ*). "Les trois genres *Perrector*, *Resserops* et *Eops* ont une grande ressemblance avec le genre *Redlichia* du Cambrien inférieur asiatique". "Evidemment, *Saukianda andalusiae* comporte une grande ressemblance avec les *Saukiinae* d'Amérique du Nord et d'Asie. Mais elle montre aussi des affinités avec les trois genres qui sont proches du genre bien connu du Cambrien inférieur d'Asie". D'autre part la présence d'*Archaeocyathus* associés à la faune à *Saukianda* étonne cet auteur et l'amène à la conclusion suivante : "Associée avec les *Archaeocyathellidæ*, cette faune de Trilobites semble être plutôt d'un âge "pré-*Paradoxides*" et probablement Cambrien inférieur".

R. et E. Richter (1949), à la suite de cette critique et d'un article de H. et G. Termier (1947), concernant la découverte d'espèces analogues à celles d'Alanis (*Resserops resserianus* et *Perrector perrectus*) dans des formations géorgiennes sûres, admettent "sans la considérer comme prouvée, la possibilité d'un âge cambrien inférieur pour la faune à *Saukianda*". W. Simon (1950), cependant, n'admet pas du tout un tel âge, s'appuyant sur des considérations de pétrographie comparée et sur la position stratigraphique des *Cryptozoon*. Nous avons vu ce qu'il fallait en penser.

Enfin les découvertes de riches faunes à Trilobites dans l'Anti-Atlas marocain viennent apporter des arguments de poids pour démontrer l'âge Cambrien inférieur des couches d'Alanis. P. Hupé (1952) décrit ces espèces marocaines dont certaines sont voisines ou même identiques de celles d'Andalousie(1). Dans le Géorgien, cet auteur arrive à individualiser 8 zones de Trilobites et à établir la correspondance entre la zone VI de l'Anti-Atlas, à *Longianda* et *Gigantopygus* et l'"Etage à *Saukianda*" (*Saukianda-Stufe*) d'Alanis. Cette zone VI se place au sommet de la série schisteuse du Sud marocain, sous les "grès terminaux" qui représentent la fin du cycle géorgien. P. Hupé (1952) conclut de la façon suivante :

"Il est, je crois, surabondamment prouvé maintenant que la "faune à *Saukianda*", avec sa nombreuse parenté marocaine, est, d'une part, du Cambrien inférieur, et que, d'autre part, *Saukianda*,

(1) Dans le synclinal d'Issafène (Maroc), on a trouvé fréquemment *Saukianda andalusiae* RICHTER.

Resserops, *Perrector*, *Eops* et formes affines, doivent être placés dans la superfamille de Redlichioïdae, avec toutes les incidences que comporte cette constatation".

Ce point de vue est partagé par C. Teixeira (1954) qui compare le cycle sédimentaire du Nord de la Province de Séville avec celui de la région d'Elvas (Alto Alentejo, Portugal). Enfin, le récent travail de G. Henningsmoen (1957) est venu confirmer cette interprétation et sans doute mettre un point final à la controverse dont nous venons de donner un aperçu.

b) Conclusion sur l'âge de la série

Les fossiles rencontrés à différents niveaux de la série sédimentaire permettent d'affirmer la présence du Cambrien inférieur. La faune à *Saukianda* des couches d'Alanis se place, d'après une étude récente de P. Hupé (1960), dans le sous-étage tasousekhtien, c'est-à-dire dans la partie supérieure du Cambrien inférieur, au sein duquel cet auteur distingue en effet les unités chronostratigraphiques suivantes :

Etage issafénien	5. Sous-étage aguizien
	4. Sous-étage tasousekhtien
Etage soussien	3. Sous-étage timghitien
	2. Sous-étage amouslekien
	1. Sous-étage assadasien

Ainsi contrairement à l'opinion de F. Lotze (1958), Hupé conclut qu'"il est impossible de placer la faune à *Saukianda*" très près de la limite entre Cambrien inférieur et Cambrien moyen". Les arkoses grossières qui sont situées au toit des couches bariolées d'Alanis représenteraient alors le Cambrien inférieur terminal.

Tableau II
Stratigraphie du Cambrien du NE de la province de Séville

SUCCESSION DES COUCHES		FOSSILES	AGE
Lacune			Cambrien moyen et supérieur
Arkoses grossières			Aguizien (?)
Couches d'Alanis (700 m)	- Schistes quartzitiques - Schistes bariolés - Marnes litées et bariolées (violettes et vertes) - Calcaires et marnes légèrement bariolés	"Faune à <i>Saukianda</i> " <i>Ajacyathus</i> sp.	Tasousekhtien supérieur
Couches de Campoalla (800 - 1000 m)	- Calcaires cristallins - Calcaires rubanés, en plaquettes noduleux - Marnes bleu-foncé, avec intercalations de calcaires bitumeux ou quartzeux	<i>Cryptozoon</i> HALL <i>Archaeozoon</i> MATTHEW <i>Ethmophyllum</i>	Tasousekhtien inférieur Soussien
Couches de Tambor (> 1 100 m)	- Schistes gris-bleu, avec intercalations de quartzites - Alternance de grès blanchâtres et de schistes clairs - Arkoses blanchâtres et grès grossiers - Conglomérat à gros éléments		à Infracambrien
Substratum inconnu			Infracambrien (?)

Les couches de Campoalla et en particulier les calcaires à *Cryptozoon* appartiennent donc nettement au tasousekhtien inférieur et au soussien, contrairement à la conception de W. Simon (1951).

Vers le bas, le cycle sédimentaire débute par un niveau conglomératique, souvent récurrent, dont le substratum n'est pas connu dans la région étudiée. Les couches du Tambor qui n'ont fourni jusqu'à présent aucun fossile, sont sans doute d'âge soussien ou même infracambrien. Vingt kilomètres au N d'Alanis, W. Fricke (1952) a trouvé en effet sous le niveau conglomératique (*conglomérat du Sotillo*), une puissante série de sédiments détritiques (*série de Malcocinado*). Il est possible de considérer que ces conglomérats qui semblent former la base du cycle sédimentaire "cambrien" dans la province de Séville, correspondent en fait à des horizons intraformationnels au sein de couches très épaisses de dépôts détritiques.

La stratigraphie de ce premier cycle sédimentaire, au cours du Paléozoïque inférieur, est résumé dans le tableau II.

LA SÉDIMENTATION CAMBRIENNE ET LA PALÉOGÉOGRAPHIE RÉGIONALE

1 - Le cycle sédimentaire du Cambrien inférieur.

Dans la province de Séville, le cycle sédimentaire du Cambrien inférieur débute par le dépôt de couches conglomératiques, dont les galets renseignent sur la nature du substratum. Bien que les niveaux sous-jacents ne soient pas visibles dans la région étudiée, nous pouvons admettre qu'ils étaient formés de quartzites, de grès et de roches argileuses ; ils correspondraient par conséquent aux couches détritiques de la *série de Malcocinado*, reposant sous les *conglomérats du Sotillo*, repérés par W. Fricke (1952), à quelques kilomètres au N d'Alanis. Les niveaux inférieurs des couches du Tambor sont constitués par des dépôts côtiers ou de faible profondeur, dans la zone des marées. Les niveaux-repères gris-cendré, riches en magnétite, semblent être l'équivalent des sables de plage actuels à ilménite et à magnétite.

La sédimentation devient progressivement plus argilo-calcaire, dans des eaux plus calmes, au fond desquelles les actions réductrices provoquent la formation de marnes bleues et de calcaires bitumeux. Les vicissitudes de cette mer assez peu profonde, qui se traduisent par des variations lithologiques, sont dues soit à des mouvements du fond soit à des irrégularités de ce fond dans l'espace. Dans les régions plus oxygénées, les calcaires rubanés, qui renferment parfois des colonies d'*Archaeocyathus*, et les récifs de Stromatolites pourront se développer, tandis que les chenaux ou les dépressions seront le lieu de dépôt des sédiments marneux, plus ou moins bitumeux ou sulfurés.

Au moment où semble s'amorcer un mouvement de régression (au début des couches d'Alanis), apparaissent les premières espèces de Trilobites (faune à *Saukianda*). L'examen de cette faune d'Alanis a mis en évidence la coexistence de formes caractéristiques de la province mésogéenne, à *Redlichthidae*, et d'autres appartenant à la province nord-atlantique, à *Olenellidae*. L'apparition de ces animaux démontre que la région étudiée faisait partie du géosynclinal méditerranéen et qu'une communication existait avec le domaine géosynclinal d'Europe septentrionale.

La régression s'accroît avec les couches terminales d'Alanis, pour se traduire enfin par une émergence plus ou moins générale, avec le dépôt des arkoses grossières. Le cycle sédimentaire se termine alors, probablement à la base du Cambrien moyen ; le Cambrien supérieur est lacunaire. Cette lacune stratigraphique est sans doute en liaison avec les mouvements orogéniques de la phase sardique. La démolition de ces hauts-fonds et de ces terres émergées alimenteront ensuite la sédimentation des quartzites de l'Arenig.

2 - Comparaisons avec les autres affleurements de la Sierra Morena

La stratigraphie des formations cambriennes qui couvrent de grandes étendues dans la Sierra Morena est maintenant assez bien connue, grâce aux travaux des géologues allemands (Lotze, Richter, Fricke, Schneider) et une récente mise au point de F. Lotze (1958, 1961). Aussi est-il possible d'esquisser les principaux traits paléogéographiques de cette région pendant les premiers temps du Paléozoïque.

H. Schneider (1941) a étudié la stratigraphie du Cambrien dans la région de Cala (province de Huelva), à 55 km à l'W d'Alanis. La série sédimentaire est la suivante :

Arenig

~~~~~ discordance

Couches volcaniques de Umbria-Pipeta

Couches détritiques du Rincón

Marnes bariolées de Herrerias

Calcaires du Cañuelo

Couches marno-schisteuses d'Arroyomolinos

Couches détritiques des Bonales.

Un horizon des marnes de Herrerias a révélé une faune riche en Trilobites, qui furent décrits par R. et E. Richter (1941). Cette faune présente des espèces communes avec celle d'Alanis ("faune à *Saukianda*) et serait d'âge Tasousekhtien terminal, d'après P. Hupé (1960). La concordance entre cette série de Cala et celle de la province de Séville est frappante ; à une accumulation de dépôts détritiques (grès, arkoses.) succèdent des sédiments de plus en plus calcaires ; le cycle sédimentaire se poursuit par l'apparition des couches bariolées, qui deviennent plus gréseuses vers le haut, passant ainsi aux faciès arkosiques terminaux.

Dans le Sud du Portugal, près de la frontière espagnole, les terrains cambriens, qui occupent les mêmes ensembles structuraux que dans la Sierra Morena occidentale (provinces de Huelva et de Séville), ont fourni de riches faunes à Trilobites et à Lamellibranches (schistes de Vila Boim, dans la région d'Elvas). Elles renferment les espèces *Callavia choffati* DELG. et *Hicksia elvensis* DELG. et montrent des affinités évidentes avec la faune de Cala. P. Hupé leur attribue ainsi un âge Tasousekhtien terminal.

En aucun endroit du Sud de la Meseta ibérique, des formations du Cambrien moyen n'ont été découvertes jusqu'à présent ; il semble en fait que cet étage soit bien lacunaire dans tout ce secteur. Il apparaît donc que le cycle sédimentaire du Cambrien inférieur soit assez homogène dans le domaine de la Sierra Morena, et il est possible d'en donner un tableau général (tabl. III, d'après Lotze 1958, remanié).

Tableau III

| ORDOVICIEN            | <i>Skiddavien</i>                          | Conglomérats et "quartzite armoricain"                      |             |
|-----------------------|--------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-------------|
| CAMBRIEN<br>INFÉRIEUR | <i>Aguilizien</i>                          | Couches argilo-gréseuse (flysch)                            | (600-700 m) |
|                       | <i>Tasousekhtien supérieur</i>             | Marnes et schistes bariolés à Trilobites                    | (400-700 m) |
|                       |                                            | Calcaires cristallins (à Algues)                            | (100-250 m) |
|                       | <i>Tasousekhtien inférieur et Soussien</i> | Série schisto-calcaire<br>(faune d' <i>Archaeocyathus</i> ) | (600-1000m) |
|                       |                                            | Série schisto-gréseuse                                      | (> 1 000 m) |
|                       | <i>Infracambrien</i>                       | Couches conglomératiques de transition                      | (200 m)     |
|                       |                                            | Série détritique ("couches de Malcocinado "et de "Huelva")  |             |

La lacune stratigraphique du Cambrien moyen et du Cambrien supérieur est la conséquence des mouvements tectoniques qui se produisirent pendant cette période (*phase sardique*). F. Lotze (1937, 1956) et H. Schneider (1938) ont d'autre part mis en évidence dans la province de Huelva une légère discordance entre les couches cambriennes et les grès ordoviciens.

Il est intéressant de signaler également l'existence de manifestations volcaniques essentiellement basiques pendant le cycle sédimentaire du Cambrien inférieur. Ces formations (dolérites, spilites et tufs basiques) se rencontrent à différents niveaux de la série stratigraphique ; F. Lotze les situe de préférence dans la partie supérieure, associées aux couches argilo-gréseuses. Cependant, elles ne sont pas rares à des niveaux plus bas, comme c'est le cas au Portugal où des coulées de dolérites sont interstratifiées avec les couches schisto-calcaires (Teixeira, 1954). Il en est de même dans le NE de la Province de Séville comme nous le verrons dans la 2ème partie.

## ESQUISSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU CAMBRIEN DANS LA MESETA IBÉRIQUE

L'étude des formations cambriennes de la Sierra Morena, nous amène naturellement à rechercher leurs relations avec les autres gisements cambriens connus dans toute la Meseta Ibérique. Un tel travail est rendu possible grâce aux récentes mises au point de F. Lotze (1958, 1961). Le Cambrien daté de façon sûre affleure dans les régions suivantes :

- Asturies et Léon (Chaîne Cantabrique)
- Sierra de la Demanda
- Chaîne Celtibérique
- Monts de Tolède (Espagne Centrale)
- Sierra Morena.

Des corrélations entre les différentes séries locales ont été établies par F. Lotze et sont résumées dans le tableau IV ; nous avons adopté les divisions chronostratigraphiques de P. Hupé (1960) pour la succession des couches du Cambrien inférieur.

La lecture de ce tableau montre l'existence de deux grands domaines qui ont eu une histoire différente au cours du Paléozoïque inférieur.

- Au Nord de la Chaîne Centrale (Gredos, Guadarrama), c'est-à-dire en Asturies et Léon, dans la Sierra de la Demanda et dans la Chaîne Celtibérique, les sédiments cambriens sont transgressifs sur un substratum infracambrien plissé (*phase assynétique*). La série est continue pendant tout le Cambrien jusqu'à l'Ordovicien, et des couches de transition entre ces deux étages existent dans la Chaîne Cantabrique. Le Cambrien inférieur et moyen est représenté par des dépôts peu épais ; le Cambrien supérieur est caractérisé, au contraire, par une puissante accumulation de sédiments (2 500 à 3 500 m), qui se terminent par des faciès flysch. Aucune manifestation volcanique, de caractère géosynclinal n'a été signalée jusqu'à présent dans ce domaine septentrional.

- Dans la moitié méridionale de la Meseta Ibérique (Espagne centrale et Sierra Morena), le Cambrien inférieur repose en concordance sur l'Infra cambrien par l'intermédiaire de couches conglomératiques de transition, et correspond à une puissante série sédimentaire (plus de 3 000 m). Ce cycle est accompagné d'éruptions volcaniques basiques. Le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur en partie sont lacunaires. F. Lotze (1956) a démontré l'existence de deux discordances dans les Monts de Tolède. La première qui se situe à la base des "couches intermédiaires" correspond à la *phase tolédantique* pendant le Cambrien supérieur ; la seconde est due à la *phase ibérique*, entraînant la discordance de l'Arenig sur le Cambrien.

Ces considérations permettent d'esquisser l'histoire géosynclinale de la Meseta Ibérique au début du Paléozoïque. Au Cambrien inférieur (fig. 8), le domaine méridional correspond à une fosse franchement subsidente, depuis l'Infracambrien d'ailleurs, dans laquelle se manifeste un volcanisme géosynclinal "initial". Dans le Nord de la péninsule, la subsidence est moins marquée, sur un socle infracambrien déjà plissé. Pendant le Cambrien moyen, des mouvements tectoniques ont lieu dans la Sierra Morena et les Monts de Tolède et entraînent le plissement et l'émersion des couches précédentes (Cambrien inférieur et Infracambrien).

Au Cambrien supérieur (fig. 9), le secteur de la Sierra de la Demanda et de la Chaîne Celtibérique est occupé à son tour par une fosse subsidente. Dans le domaine méridional, la *phase tolédantique* est simplement suivie par le dépôt de flysch ("série intermédiaire"). La fin des temps cambriens est caractérisée par les mouvements orogéniques de la *phase ibérique*, qui affectent sur-

Tableau IV  
Stratigraphie du Cambrien d'Espagne

|                                            | ASTURIES - LEON                                                                                                      | SIERRA DE LA DEMANDA                                          | CHAINE CELTIBERIQUE                                                    | ESPAGNE CENTRALE                                                                                    | SIERRA MORENA                                                                              |
|--------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Cambrien supérieur</i>                  | Quartzites et grès alternant avec des schistes<br>Grès et schistes argileux                                          | Alternance de quartzites et de schistes                       | Couches d'Ateca<br><br>Couches du Jiloca                               | Série clastique intermédiaire<br><br>Lacune                                                         | Lacune ?                                                                                   |
| <i>Cambrien moyen</i>                      | Ardoises à Trilobites<br><br>Calcaire rouge de Léon<br>Calcaire clair de Léon                                        | Grauwackes - grès - quartzites - schistes                     | Couches de Villafeliche<br><br>Couches de Murero                       | Lacune ?                                                                                            | Lacune                                                                                     |
| <i>Aguiluzien</i>                          | Dolomie en bancs                                                                                                     | Alternance de quartzites et de schistes                       | Couches argilo - marneuses de Valdemiedes<br>Quartzite de Daroca       | Alternance de quartzites, de grès et de schistes                                                    | Couches argilo-gréseuses                                                                   |
| <i>Tasousekhtien supérieur</i>             |                                                                                                                      | Schistes argileux<br>Dolomie de Ribota                        | Ardoises de Huérmeda<br>Dolomie de Ribota                              | Schistes et grès calcaires<br>Dolomie et calcaire                                                   | Marnes et schistes bariolés<br>Calcaire cristallin                                         |
| <i>Tasousekhtien inférieur et Soussien</i> | Couches bigarrées de grès, de schistes et de calcaires<br>Alternance de grès et de schistes<br>Quartzites de Candana | Couches bigarrées<br>Couches d'Embaid<br>Quartzite de Bámbole | Couches bigarrées du Jalon<br>Couches d'Embaid<br>Quartzite de Bámbole | Schistes rubanés<br>Schistes avec intercalations de grès et de quartzites<br>Terrains de transition | Série schisto-calcaire<br>Série schisto-gréseuse<br>Couches conglomératiques de transition |
| <i>Infracambrien</i>                       |                                                                                                                      |                                                               |                                                                        | Couches de Valcasa                                                                                  | Série détritique                                                                           |

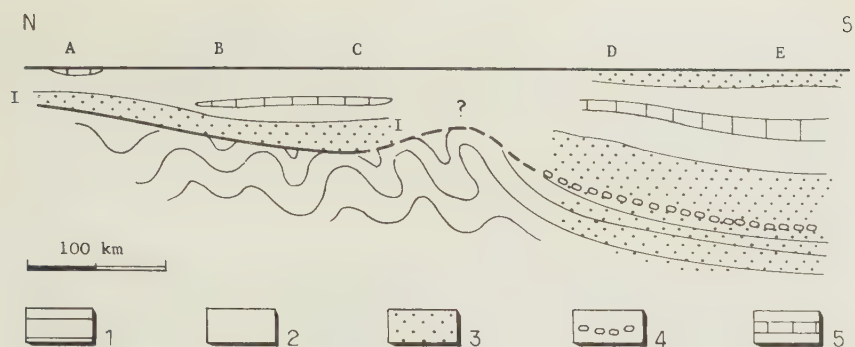


Fig. 8 - Diagramme paléogéographique du géosynclinal ibérique au Cambrien moyen.

- |                       |                           |
|-----------------------|---------------------------|
| 1. Infracambrien      | I. Discordance assyntique |
| 2. Dépôts schisteux   | A. Asturies-León          |
| 3. Dépôts détritiques | B. Sierra de la Demanda   |
| 4. Conglomérats       | C. Chaîne celtibérique    |
| 5. Calcaires          | D. Espagne centrale       |
|                       | E. Sierra Morena          |

tout la moitié Sud de la Meseta. Ces formations cambriennes, ainsi plissées mais de façon peu violente, vont alors jouer le rôle de socle pendant la période géosynclinale qui aboutira à l'orogénèse varisque.

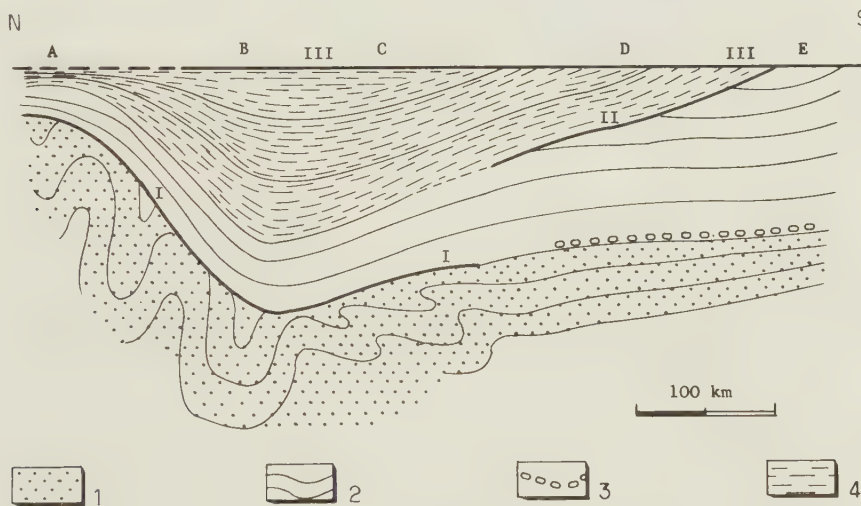


Fig. 9 - Diagramme paléogéographique du géosynclinal ibérique à la base de l'Ordovicien.

- |                                  |                             |
|----------------------------------|-----------------------------|
| 1. Infracambrien                 | I. Discordance assyntique   |
| 2. Cambrien inférieur et moyen   | II. Discordance tolédanique |
| 3. Conglomérat intraformationnel | III. Discordance ibérique   |
| 4. Cambrien supérieur            |                             |

## B - LE SILURIEN

Les terrains siluriens occupent des étendues moins grandes que les formations cambriennes, et sont localisés uniquement dans le coeur de synclinaux varisques. La découverte de sédiments de cet âge est assez récente dans la province de Séville. J. Macpherson (1879) considérait, en effet, comme siluriennes les couches vertes d'Alanis, qui ont révélé par la suite la "faune à *Saukianda*" du Cambrien inférieur. J. Gavala (1927) reconnaît le premier l'existence du Silurien dans la région du Parroso, à l'W de Villanueva de las Minas. (voir précédemment, p. 14).

Quatre gisements de terrains siluriens sont maintenant connus dans le NE de la province de Séville :

- Le synclinal du Valle, et l'affleurement laminé du tunnel de la Fundicion de la Plata.
- Le synclinal du Parroso.
- Le gisement du Cerron del Hornillo.

#### 1 - Le synclinal du Valle

Le synclinal du Valle, qui correspond au prolongement occidental du synclinal de Cazalla de la Sierra, est occupé par des formations siluriennes, qui reposent en discordance sur les calcaires cristallins du Cambrien inférieur. Son flanc nord est bordé sur une dizaine de kilomètres par un important massif de gabbro, légèrement métamorphisé. ("épidiorite de Cazalla de la Sierra") (fig. 11).

W. Simon (1951) a étudié en détail la stratigraphie de ce gisement et a mis en évidence la série suivante (fig. 10).

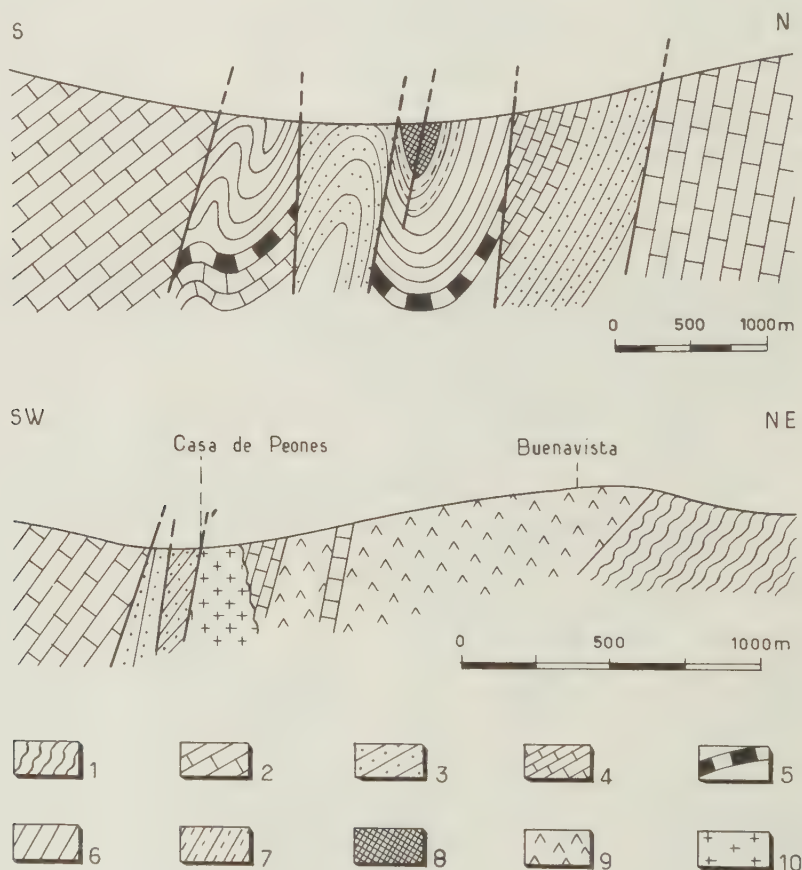


Fig. 10 et 11 - Coupes à travers le synclinal du Valle

- |                                     |                                 |
|-------------------------------------|---------------------------------|
| 1. Couches de Campoalla             | 6. Schistes de Valle            |
| 2. Calcaires cristallins            | 7. Schistes à Graptolites       |
| 3. Schistes verts                   | 8. Calcaire à <i>Orthoceras</i> |
| 4. Grès calcaires                   | 9. Gabbro                       |
| 5. Calcaire à <i>Pelmatozoaires</i> | 10. Granite aplitique           |

- La formation la plus ancienne est représentée par des quartzites jaunes à gris-blanchâtre, qui jusqu'alors n'ont révélé que quelques débris fossiles de Bryozoaires, de Coralliaires, de Tabulés (*Pachypora* sp.) et d'Orthidés. Ce niveau pourrait correspondre au Skiddavien.

- Au-dessus, se développe une puissante série (300 m au moins) de "Schistes verts", légèrement micacés, dans lesquels W. Simon a trouvé des restes d'*Asaphus* sp.. Vers le sommet, ces schistes renferment quelques intercalations minces de minerai de fer oolitique, accompagnés de niveaux à nodules carbonatés. La faune et l'analogie de ce faciès avec les schistes à Calymènes de la Sierra Morena orientale laissent supposer un âge Llandeilo pour cette formation de "Schistes verts", qui se retrouve pincée dans le chevauchement de la Fundicion de la Plata (au S de Los Membrillos).

- Les schistes verts sont surmontés sur une épaisseur de 150 m par des grès à ciment calcaire, de couleur gris-jaunâtre, qui n'ont encore fourni aucun débris de faune. Aussi l'âge Caradoc attribué par W. Simon demeure hypothétique.

- La série gréso-calcaire se termine par un banc de calcaire gris-bleu, à Pelmatozoaires (15 m de puissance), dont l'âge incertain serait Caradoc.

- La sédimentation argileuse reprend au-dessus des calcaires avec les couches des "Schistes du Valle". Cette série qui atteint une épaisseur d'environ 200 m, comprend surtout des ardoises sombres, plus ou moins arénacées, au sein desquelles s'intercalent des bancs de quartzite gris-foncé et de microconglomérat quartzeux. Elle renferme quelques fossiles (*Orthis* aff. *actoniae*) et semble appartenir à l'étage Ashgill.

- Les schistes du Valle passent progressivement aux "schistes à Graptolites", moins gréseux et de couleur très foncée ; leur épaisseur dépasse 100 m. La découverte d'une faune à *Diplograptus*, *Climacograptus*, *Petalograptus*, *Monograptus*, a permis de leur attribuer un âge Llandovery.

- La série gothlandienne du Valle semble se terminer par des couches de calcaires bitumeux bleu-foncé, à *Orthoceras* ; d'après la faune qu'ils renferment : *Monograptus priodon* BRONN., *Cardiola cornucopiae* GOLDFUSS, *Cardiola gibbosa* BARRANDE, ces calcaires correspondraient au Tarannon ou au Wenlock.

La puissance totale de ces couches siluriennes est donc d'environ 700 à 750 m. A la base de la série, W. Simon (1951) signale la présence d'arkoses, qu'il assimile aux niveaux terminaux des couches d'Alanis ("arkoses grossières") et qui appartiendraient, d'après cet auteur, au passage entre le Cambrien supérieur et l'Ordovicien. Or nous avons vu que ces formations sont d'âge Cambrien inférieur ; d'autre part, nous n'avons pas rencontré ces formations dans la région du Valle, où nous avons repéré, au contraire, des affleurements peu étendus de granite leucocrate à orthose (près de la maison de Peones Camineros par exemple). Ces roches granitiques, très diaclasées et souvent broyées, métamorphisent les terrains encaissants : schistes verts ordoviciens, calcaires cambriens et gabbros.

## 2 - Le gisement du Cerron del Hornillo

Le gisement silurien du Cerron del Hornillo est situé à 1 km à l'E de la maison de Peones Camineros, à mi-chemin sur la route de Constantina à la Puebla de los Infantes. Il correspond à un synclinal pincé qui est limité au Sud par les crêtes du Lozana et au Nord par la barre calcaire (Cambrien inférieur) du Sancha ; il est traversé par le ruisseau du Sancha, dont la vallée encaissée fournit une excellente coupe (fig. 12).

En remontant le lit de cet arroyo, du Sud au Nord, nous avons établi la série suivante.

- Sur les arkoses et les grès des couches inférieures du Tambor (Cambrien inférieur) qui constituent les collines du Lozana, repose, suivant un contact anormal, une alternance de schistes verts micacés et de psammites, en bancs de 5 cm d'épaisseur chacun. Cet ensemble renferme de petites lentilles (5 cm à 50 cm d'épaisseur) de calcaires marneux, souvent très ferrugineux, et qui deviennent plus abondantes dans les niveaux supérieurs. La puissance totale de cette série doit dépasser 200 m.

- Un banc de calcaire marno-gréseux de couleur gris-bleu à brun-jaune surmonte les schistes verts. Il est assez continu et sa puissance varie de 1 m à 5 m. Cet horizon est très fossilifère et a révélé en particulier les espèces suivantes :

*Scyphocrinites elegans* ZENKER  
*Cardiola cornucopiae* GOLDFUSS  
Débris d'*Orthoceras*

qui permettent d'attribuer un âge Gothlandien à ces formations du Cerron del Hornillo.

- Les calcaires à Crinoïdes sont surmontés par des couches monotones de schistes noirs, à débit esquilleux, qui rappellent les schistes à Graptolites du Valle. Ils renferment des nodules carbonatés (sidérose) qui correspondent à des lambeaux de bancs boudinés.

Cette série sédimentaire dessine un synclinal déversé vers le Sud et qui est chevauché au Nord par les calcaires cristallins du Cambrien inférieur. Elle présente des analogies évidentes avec celle

du synclinal du Valle, situé à 25 km au Nord Ouest ; ses sédiments auraient un âge Ashgill - Gothlandien.

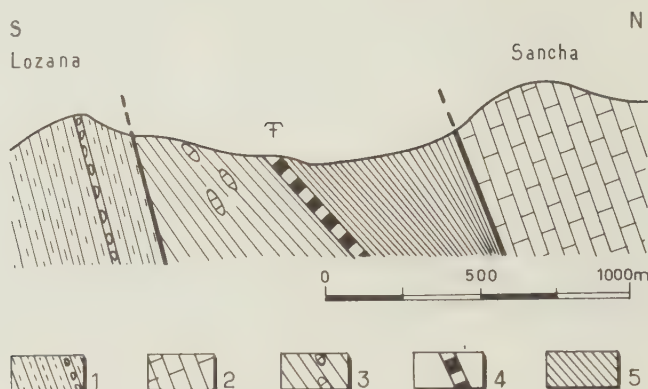


Fig. 12 - Coupe du Cerrón del Hornillo

1. Couches du Tambor (Cambrien inférieur)
2. Calcaires cristallins (Cambrien inférieur)
3. Schistes micacés à lentilles calcaires (Gothlandien)
4. Calcaires à entroques (Gothlandien)
5. Schistes noirs à nodules de sidérose (Gothlandien)

### 3 - Le synclinal du Parroso

Le seul gisement silurien de la zone lorène est situé en bordure du chevauchement du Viar, dans le cours inférieur du Parroso, à l'W immédiat de Villanueva de las Minas. La tectonique de cette région est assez complexe du fait de la présence de nombreux accidents qui ont provoqué l'écaillage des diverses unités, en particulier le granite de Ventas Quemadas dont certains pointements se retrouvent au-milieu des affleurements siluriens. Au S du Cerro de la Encarnación, ces sédiments paléozoïques s'ennoient sous la couverture miocène, et ont été rencontrés à plusieurs reprises dans les sondages effectués au Sud de Villanueva.

La stratigraphie de cette série silurienne comprend plusieurs ensembles, de bas en haut. (fig. 13).

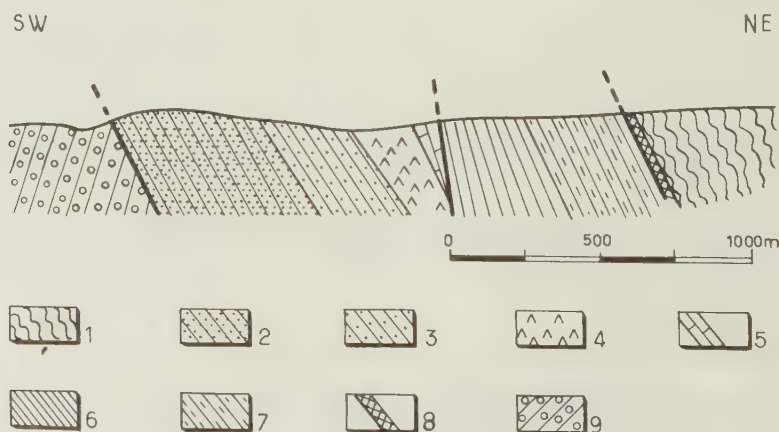


Fig. 13 - Coupe du synclinal de Parroso

1. Schistes cambriens
2. Quartzites à *Cruziana*
3. Schistes gréseux verts
4. Formation volcanique et radiolarites
5. Calcaire oolitique
6. Schistes verts avec bancs de poudingues et de quartzites et lits de phanites
7. Schistes lie-de-vin
8. Quartz filonien
9. Couches du Viar (Stéphanien-Autunien)

- Une puissante couche de quartzites massifs, blancs ou jaunes, (> 100 m), constitue la base de la série. J. Gavala (1927) a découvert quelques *Cruziana*, (*Cruziana Montpelliensis* ou *Cruziana Schulzi*) dans ces faciès, qui renferment souvent des bancs de schistes siliceux noirs. Cette formation semble correspondre au Skiddavien.

- Les quartzites sont surmontés par des schistes gréseux, très souvent micacés, qui présentent un aspect lustré et une coloration verte. Ces faciès rappellent beaucoup les "schistes verts" du Valle, dont la position stratigraphique est identique (Llandeilo ?).

- Les schistes verts sont recouverts par une succession de niveaux volcaniques, comprenant des tufs pyroclastiques, à gros éléments bréchiques de basalte, et des coulées de basaltes et de dolérites. Les tufs renferment souvent des Radiolaires.

- Les formations pyroclastiques sont remaniées par des calcaires, qui présentent à leur base des intercalations conglomératiques (20 à 30 cm d'épaisseur), riches en éléments arrondis de roches basaltiques et de radiolarites. Les calcaires proprement dits de couleur grise sont caractérisés par une structure oolitique et contiennent localement de nombreux débris de coquilles et d'entroques non déterminables. Du point de vue pétrographique, le calcaire est légèrement métamorphisé au contact du granite ; ce métamorphisme se traduit par le développement de clinocllore, d'épidote et d'actinote en fines aiguilles.

La succession que nous venons de décrire s'observe de façon continue dans la vallée du Paroso entre le Cerro de la Encarnación et le nouveau pont de Fuentelengua, où existe une carrière taillée dans les calcaires oolitiques. Elle est interrompue à ce niveau par une zone de cisaillement orientée NW-SE, à la faveur de laquelle apparaissent des écailles de granite. Au-dessus de cet accident, repose un ensemble de schistes gréseux, de couleur verte et violette, qui renferment des bancs peu épais (10 cm à 1 m) de micropoudingues et de quartzites très durs, ainsi que quelques lits de phthanites noires (5 cm de puissance moyenne). Les micropoudingues renferment des galets arrondis de quartzites, de radiolarites et de basaltes.

Cet horizon, épais d'environ 300 m, présente des analogies de faciès avec les "schistes du Valle", qui correspondraient à l'étage Ashgill. Comme dans le synclinal du Valle, il est surmonté par des schistes ardoisiers noirs, dans lesquels Domingo Cordero, ingénieur de la mine de la Réunion, a trouvé quelques exemplaires de *Monograptus*(1), qui confirment l'âge Gothlandien de ces niveaux. Plus au Nord dans le vallon de la Cañada de la Mujer, cet ensemble de schistes est affecté par un métamorphisme, qui entraîne le développement de faciès monotones de schistes lustrés, chloriteux. Dans leur masse, j'ai identifié quelques lits microconglomératiques à éléments volcaniques, qui permettent d'établir des corrélations entre ces faciès épimétamorphiques et les formations plus franchement sédimentaires du Sud.

#### 4 - Stratigraphie d'ensemble du Silurien de la province de Séville.

Les terrains siluriens présentent une certaine homogénéité lithologique dans le NE de la province de Séville, où ils occupent en général le centre de synclinaux pincés. La base de cette série stratigraphique est constituée par un faciès quartzitique, d'âge Skiddavien, et repose en discordance sur le substratum cambrien. Malgré de nombreuses imperfections dues aux nombres restreints des données paléontologiques, nos connaissances actuelles sur la stratigraphie du Silurien dans la région étudiée peuvent être résumées en un tableau corrélatif (tabl. V).

-----  
(1) Communication orale.

Tableau V  
Stratigraphie du Silurien du NE de la province de Séville

|                                                                                       | VALLE                                                                                                                                   | CERRON DEL HORNILLO                                                                        | PARROSO                                                                                                                                                                                                                                  |
|---------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Tarannon</i><br><i>Llandoverly</i>                                                 | Calcaire à<br><i>Orthoceras</i><br><br>Schistes à<br>Graptolites<br>(100 - 120 m)                                                       | Schistes noirs<br><br>Calcaires marneux<br>(1 - 5 m)                                       | Schistes à Graptolites                                                                                                                                                                                                                   |
| <i>Ashgill</i><br><br><i>Caradoc</i><br><br><i>Llandeilo</i><br><br><i>Skiddavien</i> | "Schistes du<br>Valle" (200 m)<br><br>Calcaire à Pelma-<br>tozoaires (15 m)<br><br>"Schistes verts"<br>(300 m)<br><br>Quartzites jaunes | Schistes verts micacés,<br>avec bancs de psam-<br>mites et de calcaires<br>gréseux (300 m) | Schistes violets avec bancs<br>de micropoudingues et de<br>quartzites (300 m)<br><br>Calcaire oolitique (20 m)<br>Formations pyroclastiques<br>(100 - 150 m)<br><br>Schistes gréseux verts<br>(100 m)<br><br>Quartzite à <i>Cruziana</i> |

## CHAPITRE III

# CONSIDÉRATIONS TECTONIQUES

L'architecture du NE de la Province de Séville est dominée par l'existence de plis varisques, de direction NW-SE. Mais la présence de massifs cristallins et cristallophylliens complique cet agencement régulier des terrains sédimentaires et détermine un certain nombre d'accidents tectoniques qui compartimentent différentes unités structurales dans la région étudiée. Le rebord méridional de la Meseta Ibérique est d'autre part limité par un accident, parallèle à la vallée actuelle du Guadalquivir, et dont W. Simon (1942) a montré qu'il correspond à une flexure monoclinale du socle varisque.

### LES ACCIDENTS TECTONIQUES VARISQUES

Les accidents principaux de la région, qui correspondent à des surfaces de chevauchement sont principalement de direction WNW-ESE et sont accompagnés de décrochements transverses NNE-SSW. La plupart de ces chevauchements ont eu lieu vers le Nord dans la zone de Constantina, tandis qu'une orientation opposée vers le Sud caractérise les mouvements cassants dans la zone lorène. Ces deux domaines sont séparés par l'accident majeur du Pedroso qui correspond à la surface de chevauchement du domaine méridional (zone lorène) sur le domaine septentrional. La carte figure 14 indique la situation des différents accidents tectoniques dont nous ne décrirons dans ce chapitre que les principaux, limitant des unités structurales ; ceux qui présentent une importance plus locale seront étudiés dans les 3ème et 4ème parties.

#### 1 - La zone d'accidents du Pedroso

La zone tectonique du Pedroso est constituée par un faisceau d'accidents qui se relaient du NW au SE et qui correspondent à des chevauchements vers le Nord. Dans cette charnière importante, s'est mis en place un batholite très allongé de granite (massif du Garrotal et lame granitique de l'Atalayuelas, au N du Pedroso).

A l'E de la route de Lora del Rio à Constantina, le massif du Garrotal est parcouru sur toute sa longueur par une bande broyée, de quelques mètres d'épaisseur, qui aboutit près de Peñalevanto à un important filon de quartz de 20 m de puissance. A l'W de cette même route, cette cicatrice interne du massif granitique s'élargit et renferme des formations cambriennes, accusant un fort pendage (70° - 80°) vers le Sud Ouest. Le granite et les faciès microgrenus qui le traversent présentent une mylonitisation intense ; il en est de même pour les couches sédimentaires adjacentes, qui sont le siège d'une silicification et d'une minéralisation en oligiste (voir 4ème partie, p. 206). Cette zone broyée apparaît dans la morphologie par une série de collines allongées suivant la direction NW-SE.

Immédiatement à l'W du Pedrochal, les formations cambriennes, enserrées dans les faciès granitiques, prennent une extension plus grande pour constituer toute la Sierra del Pedroso. Elles chevauchent vers le Nord Est la lèvre granitique septentrionale du Garrotal et la lame de l'Atalayuelas ; le contact tectonique est occupé par un banc peu épais de calcaires cristallins, dans la vallée du Huesna.

La lame granitique de l'Atalayuelas, qui borde au Nord la Sierra del Pedroso, chevauche à son tour les couches du Tambor vers le Nord ; dans cette région, le contact a une direction sensiblement E-W, mais redevient NW-SE à l'E de la route du Pedroso à Almadén de la Plata.

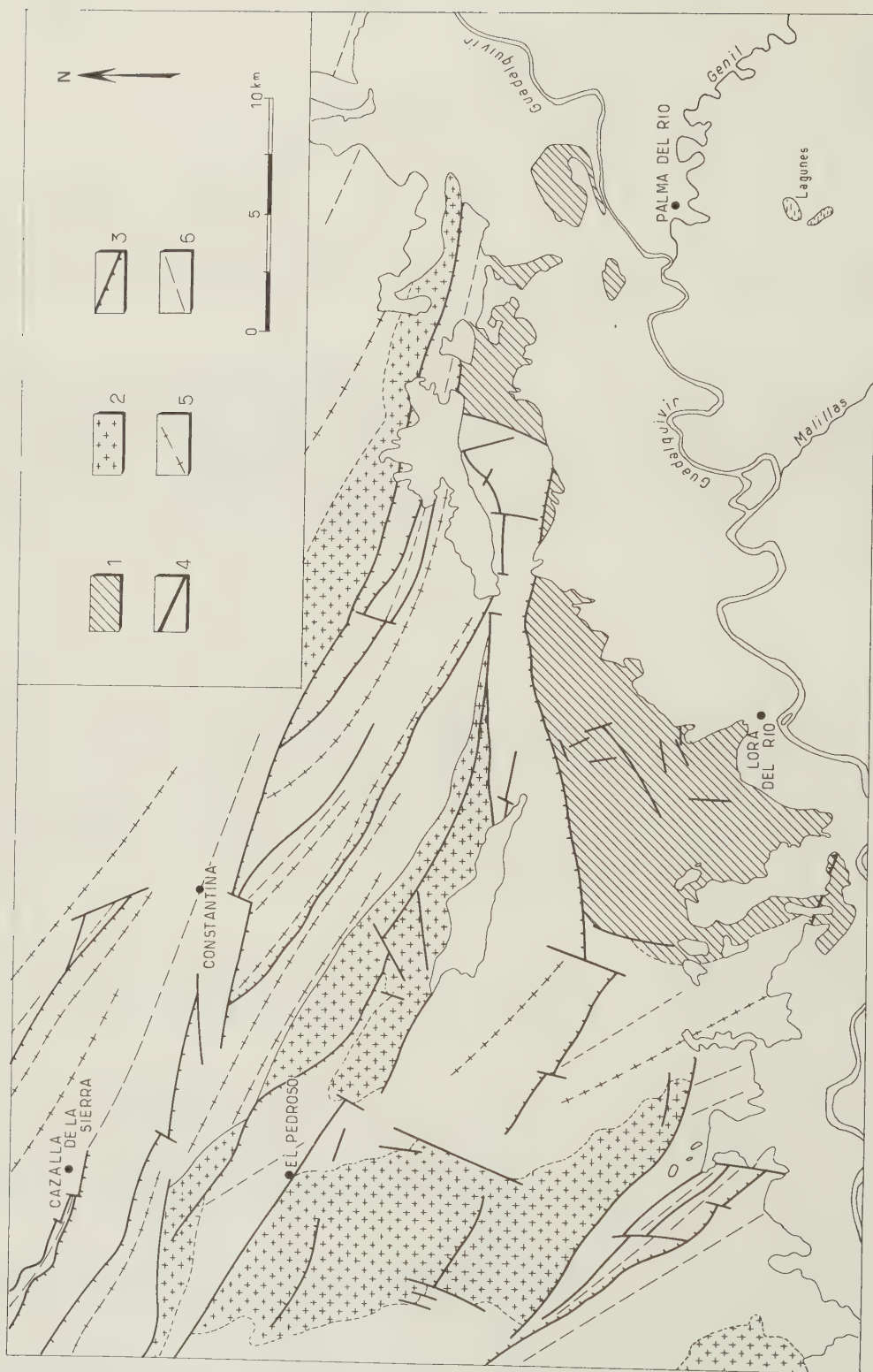


Fig. 14 - Carte structurale

1. Massif de Lora del Río
2. Massifs granitiques
3. Chevauchements
4. Faille
5. Axe d'anticlinal
6. Axe de synclinal

## 2 - Le chevauchement du Viar

La zone lorène chevauche vers le Sud Ouest le bassin du Viar, le long d'un accident orienté NW-SE et qui se suit aisément sur le terrain depuis le Cerro de la Encarnacion jusqu'à l'E d'Almanden de la Plata. Un banc de calcaire cristallin a servi, en effet, de glisseur et constitue une arête rocheuse assez escarpée, limitant nettement la dépression du Viar au Nord Est. Au S de Fuente Lengua, les calcaires cambriens disparaissent et les quartzites ordoviciens chevauchent alors les couches du Paléozoïque supérieur (fig. 5, p. 25).

W. Simon (1943) a remarqué que le pendage de ce chevauchement diminue du Sud au Nord : de 70° NE dans la Sierra Traviesa, il tombe à 30° dans la Loma de las Gateras (Fuenlabrada). Dans la région du Parroso, deux accidents transverses décrochent vers le Sud cette surface tectonique, qui s'ennoie ensuite sous la couverture miocène. Les prospections géophysiques effectuées par G. Siñeriz (1928) ont révélé la présence d'accidents orientés NW-SE, dans la socle sous-jacent des dépôts tertiaires, près de Tocina. Cette *faille de Tocina* a un pendage dirigé vers le Nord Est, et semble correspondre au prolongement du chevauchement du Viar (voir fig. 16, p. 49).

## 3 - Le chevauchement d'Arenillas

A 4 km environ du chevauchement précédent, un autre accident de même nature limite de façon très tranchée le massif granitique de Ventas Quemadas. Depuis le Pino au Nord Ouest jusqu'au Huesna, ce contact apparaît nettement dans le paysage car il est marqué sur toute sa longueur par une zone de broyage et par une silicification intense du granite ; dans la région d'Arenillas, de nombreux filons de quartz, minéralisés en pyrite, chalcoppyrite et en sidérose, ont fait autrefois l'objet de travaux miniers.

Ce chevauchement, dont la direction NW-SE est assez constante, présente un fort pendage vers le Nord Est ; il correspond ainsi à l'avancée du batholite de Ventas Quemadas sur le synclinal cambrien de Villanueva de las Minas, dont il recoupe obliquement l'axe, de direction N 160°. En même temps, se produisaient à l'intérieur du massif des décrochements transverses, dont le plus important correspond à la *faille de Los Labrados*.

La *faille de Los Labrados* a une direction N 20° et peut être suivie aisément sur plus de 3 km entre la Casa de Romero et le km 181 de la voie ferrée de Séville à Mérida. Parfaitement rectiligne, elle est marquée à l'affleurement par la présence de quartz filonien accompagné de quelques minéralisations (pyrite et chalcoppyrite), en particulier à la "Casa de Mina", au SE de Los Labrados.

## 4 - Le chevauchement de Los Caños-Las Francas

La zone lorène est traversée par un long accident tectonique, à peu près rectiligne et de direction sensiblement E-W. Il sépare le massif cristallophyllien de Lora del Rio des formations épimétamorphiques de la *zone médiane*.

Dans sa partie occidentale, ce contact anormal est marqué par des bancs de calcaires cristallins et des sills de roches vertes (Las Cabezas, Rilla, Los Caños) ; il présente un pendage d'environ 75° vers le Nord. Plus à l'Est, cet accident est peu visible sur le terrain, et ne peut être décelé que du point de vue cartographique (Algarin, Las Monjas). Cependant à l'E du Cortijo de Las Francas, le contact suit le thalweg rectiligne du ruisseau des Tres Mojones, affluent du Guadalbarcar, et s'établit au niveau d'un banc de calcaires cristallins du Cambrien inférieur, qui ont servi de glisseurs.

Le chevauchement de Los Caños-Las Francas limite, avec l'accident du Pedroso au Nord, une zone de pression entre le massif granitique du Garrotal et le complexe cristallophyllien de Lora del Rio. Ce secteur présente de nombreux écailllements, dus à un faisceau de petits chevauchements NW-SE, recoupés par des décrochements NNE-SSW.

## 5 - Le chevauchement de Dos Hermanas

La bordure méridionale du granite du Garrotal correspond également à une surface de chevauchement vers le Sud Ouest ; le contact est souligné par la présence d'une barre calcaire, imprégnée d'oligiste (voir 4ème partie, p. 206, fig. 63), qui s'étend de Majalimar à la vallée du Huesna.

## 6 - Le chevauchement de Constantina

Quelques kilomètres au N de la zone d'accidents du Pedroso, s'étend un autre faisceau de chevauchements vers le NNW, qui entraînent en général le contact anormal des couches du Tambor

avec celles de Campoalla et qui traversent tout le NE de la province de Séville depuis le Reventones jusqu'au Retortillo. La direction générale de ces fractures, qui sont décrochées par des failles transverses NNE-SSW, est WNW-ESE.

Entre les chevauchements de Constantina et du Pedroso respectivement, les terrains plissés du Cambrien inférieur (couches du Tambor principalement) sont affectés par des chevauchements secondaires, dirigés vers le Sud Ouest ; les plus importants sont ceux du Sierrezuela et du Cerron del Hornillo (fig. 15, coupes a et b).

## 7 - Conclusion

Le NE de la province de Séville est caractérisé par l'existence d'accidents majeurs, qui correspondent à des surfaces de chevauchement ou de cisaillement, postérieures aux plissements souples des terrains paléozoïques. Leurs orientations sont d'une façon générale NW-SE à E-W. Dans la zone lorène, située au S de l'accident du Pedroso, les chevauchements sont tous dirigés vers le Sud ou le Sud Ouest ; dans la zone de Constantina, au contraire, ils sont en majorité dirigés vers le Nord ou le Nord Est, sauf à proximité immédiate de la charnière du Pedroso. Tout cet ensemble varie a été affecté par des écailllements successifs, qui sont la conséquence de l'avancée globale du bloc méridional vers le Nord ; ainsi la zone lorène, qui s'est trouvée soulevée par rapport à la zone de Constantina, a subi une dégradation plus poussée de sa superstructure et laisse apparaître maintenant le domaine de son infrastructure sur de grandes étendues.

## LES STRUCTURES

Les terrains sédimentaires du Paléozoïque inférieur sont affectés par de nombreux plis, souvent isoclinaux, qui ont en général une direction NW-SE (N 140°). Les structures à l'échelle de l'affleurement sont extrêmement variées. Des plis de faible grandeur (de quelques mètres) sont surtout visibles dans les faciès quartzitiques et calcaires, surtout dans les séquences comprenant des intercalations schisteuses ; leurs formes sont très souvent dissymétriques, atteignant parfois l'allure de pli couché. Des phénomènes de boudinage sont aussi observables dans certaines formations : nous en avons cité un exemple dans la série des schistes noirs du synclinal du Cerron del Hornillo, qui renferment quelques bancs tronçonnés de calcaires gréseux. Les formations cambro-siluriennes dessinent également des plis de plus grande amplitude, identifiables autant par la succession des couches que par les propriétés géométriques. Enfin ces déformations peuvent être groupées en *anticlinoria* ou en *synclinoria* assez facilement dans la zone de Constantina, où, à l'image des chevauchements, elles sont le plus souvent déversées vers le Nord Est.

Nous décrirons les structures particulières, plus ou moins caractéristiques de certaines formations (roches volcaniques, faciès métamorphiques...) lors des études détaillées, qui font l'objet des parties suivantes du mémoire.

## LES DIFFÉRENTES UNITÉS STRUCTURALES

Les accidents tectoniques majeurs et la nature des terrains qui se rencontrent dans le NE de la province de Séville permettent de distinguer différentes unités structurales. La description sommaire de leurs caractères distinctifs servira à replacer dans l'espace les unités chronologiques qui ont été mises en évidence dans le chapitre précédent, et fournira un cadre géologique pour l'étude des divers phénomènes de volcanisme, de métamorphisme et de granitisation.

### 1 - La zone de Constantina

Dans la zone de Constantina, que nous avons déjà définie, W. Simon (1951) a pu distinguer plusieurs ensembles structuraux, dont la carte figure 14 indique la position. Il s'agit d'une série d'*anticlinoria* et de *synclinoria*, plus ou moins parallèles entre eux suivant la direction NW-SE, et qui se succèdent du Nord au Sud.

- Le *synclinorium d'Alanis* qui s'élargit fortement vers le Nord Ouest et où affleurent les couches bariolées à niveaux de Trilobites.

- L'anticlinorium de la Fundición de la Plata, qui fait apparaître les couches du Tambor au milieu des marnes de Campoalla.

- Le synclinorium de Cazalla de la Sierra, au sein duquel s'individualise le *synclinal siluriendu Valle*; les couches de Campoalla forment l'essentiel de sa constitution géologique, suivant des plis NW-SE déversés vers le Nord Est. Il est limité au Sud par le chevauchement de Constantina qui le met en contact anormal avec l'unité suivante.

- L'anticlinorium du Tambor est constitué par les sédiments détritiques de la base du Cambrien inférieur, qui passent progressivement en un endroit (Cuerda de Páez) aux niveaux grésocalcaires des couches inférieures de Campoalla. Il comprend une série de petits anticlinaux dissymétriques, tronqués par des surfaces de chevauchements dont les deux plus importantes ont un pendage vers le Nord Est. Les axes de ces plis sont parfois occupés par des horizons conglomératiques. La disposition de ces structures et de ces accidents est illustrée dans les coupes de la figure 15.

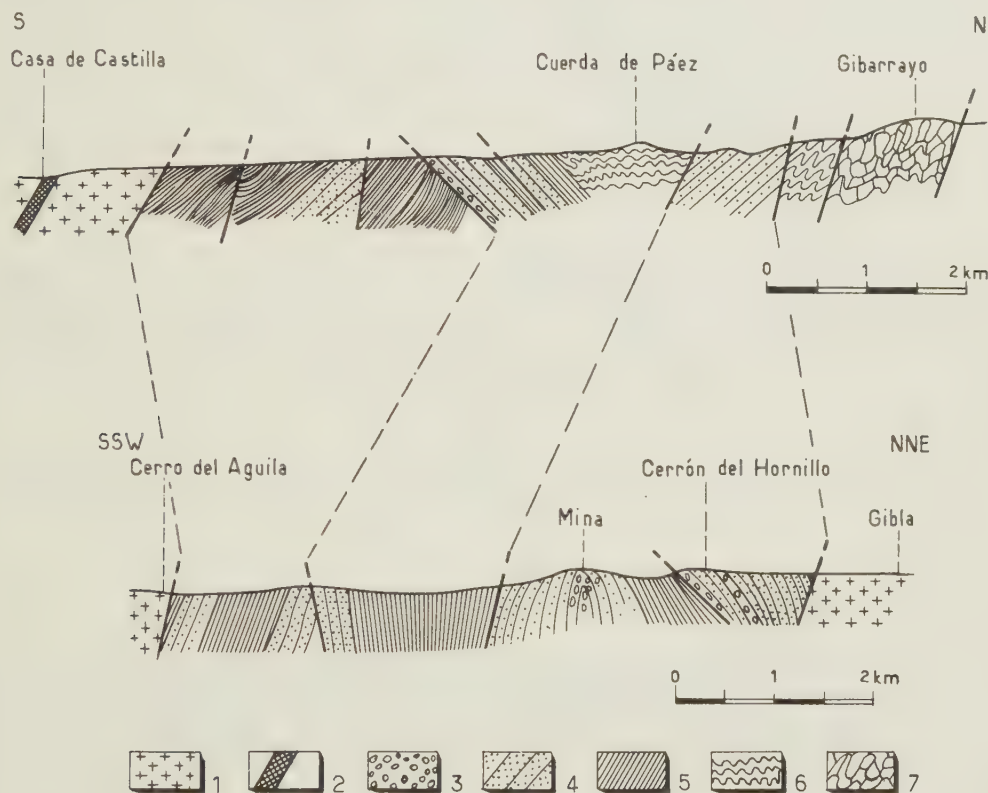


Fig. 15 - Coupes à travers l'anticlinorium du Tambor

- |                                 |                        |
|---------------------------------|------------------------|
| 1. Granite du Garrotal          |                        |
| 2. Zone cambrienne du Pedrochal |                        |
| 3. Conglomérat                  |                        |
| 4. Arkose et grès               | } Couches du Tambor    |
| 5. Schiste                      |                        |
| 6. Grès calcaire et marne       | } Couches de Campoalla |
| 7. Calcaire cristallin          |                        |

Il est possible de distinguer ainsi du Sud au Nord.

- L'anticlinal du Tambor, proprement dit, déversé vers le Nord Est.
- Le chevauchement du Sierrezuela (déversé vers le Sud).
- L'anticlinal de Dehesilla.
- Le synclinal de la Cuerva de Páez, où affleurent les couches inférieures de Campoalla.
- L'anticlinal du Porreón, qui se poursuit vers l'Est par la ligne de crêtes du Mina, de l'Adelfa et du Lozana.

- Le synclinal du Cerron del Hornillo (à remplissage silurien).
- Le chevauchement du Cerron del Hornillo, déversé vers le Sud.

Dans la zone de Constantina, les formations paléozoïques sont peu affectées par les phénomènes de métamorphisme régional. Le massif granitique de Gibla, qui borde à l'Est le chevauchement de Constantina, est le seul témoin cristallin de cette zone, que nous n'avons pas pu étudier en détail à cause de l'absence de fonds topographiques (feuille de Las Navas de la Concepción). Dans la région de Cazalla de la Sierra, au N du synclinal du Valle, quelques affleurements granitiques de faible surface sont entourés d'auréoles métamorphiques étendues, et semblent indiquer l'existence de masses sous-jacentes plus importantes.

## 2 - La zone lorène

Au S de l'accident majeur du Pedroso, l'architecture géologique de la région n'offre plus une disposition aussi régulière que dans la zone de Constantina, du fait de la présence de massifs importants de roches cristallines et cristallophylliennes. Comme nous l'avons signalé dans le paragraphe précédent, il est normal que ce domaine chevauchant le secteur au N du Pedroso, laisse apparaître, en de nombreux endroits, l'infrastructure granitique et migmatique de la chaîne varisque ibérique. Les formations sédimentaires du Paléozoïque inférieur sont atteintes en général par un métamorphisme au moins épizonal. La diversité des faciès et leur agencement structural permettent ainsi de distinguer un certain nombre d'unités géologiques bien individualisées.

### - Le massif granitique du Garrotal

La charnière tectonique du Pedroso est occupée par un batholite granitique, très allongé suivant la direction NW-SE. Depuis la Fábrica del Pedroso vers l'Est, il est traversé sur toute sa longueur par une surface de chevauchement, qui limite au Nord une bande étroite (100 m maximum) de formations sédimentaires (Cambrien inférieur). Les faciès granitiques et les terrains paléozoïques sont recoupés par des stocks de microgranites roses, qui forment les pitons du Pedrochal, du Jarosa et du Parrilla. Enfin ce massif chevauche légèrement vers le Nord les couches de l'anticlinal du Tambor.

### - La zone cambrienne du Pedroso

A l'W du Bonagil, la bande cambrienne du Garrotal s'élargit rapidement et constitue alors une zone de sédiments paléozoïques, légèrement métamorphisés, qui dessinent un synclinal pincé (Sierra del Pedroso) entre la lame granitique de l'Atalayuelas et le batholite du Pedroso.

### - Les massifs granitiques du Pedroso et de Ventas Quemadas

Entre les vallées du Viar et du Huesna, s'étend un grand massif cristallin qui est constitué dans le détail de deux batholites granitiques.

Le massif du Pedroso, au Nord, prolonge les affleurements granitiques du Garrotal et renferme principalement des diorites quartzitiques et des granodiorites, riches en enclaves gneissiques et amphiboliques.

Le batholite de Ventas Quemadas, qui est limité au Sud Ouest par le chevauchement d'Arenillas, présente une composition homogène (granite rose, calco-alcalin à orthose) et provoque sur son pourtour un important métamorphisme de contact des formations paléozoïques. Ce granite rose, et son cortège filonien très développé (microgranites et rhyolites à phénocristaux d'orthose) recoupent les faciès dioritiques du massif du Pedroso.

### - La zone cambrienne du Huesna et du Galapágar

Au S du chevauchement de Dos Hermanos, le centre de la zone lorène est occupé par une vaste étendue de sédiments cambriens, qui sont affectés par une série de plis, de direction NW-SE et déversés en général vers le Sud Ouest.

- L'anticlinal du Miradores, au coeur duquel apparaissent les arkoses blanchâtres des couches du Tambor.

- Le synclinal de Rilla, constitué par des formations calcaires et de nombreux sills doléritiques, et qui est limité au Sud par le chevauchement de Los Caños-Las Francas.

- Le synclinal du Guapero, dont les constituants (schistes, grès à ciment calcaire) sont atteints par un métamorphisme (micaschistes à andalousite) au contact du dôme granitique et migmatitique des Camachas. Dans cette région, la régularité structurale varisque est en effet perturbée par la présence du massif cristallophyllien de Lora del Rio, autour duquel se moulent les formations schisteuses du Guapero.

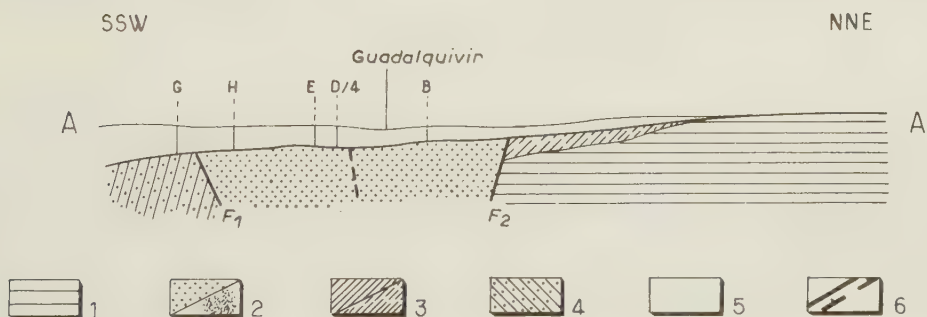
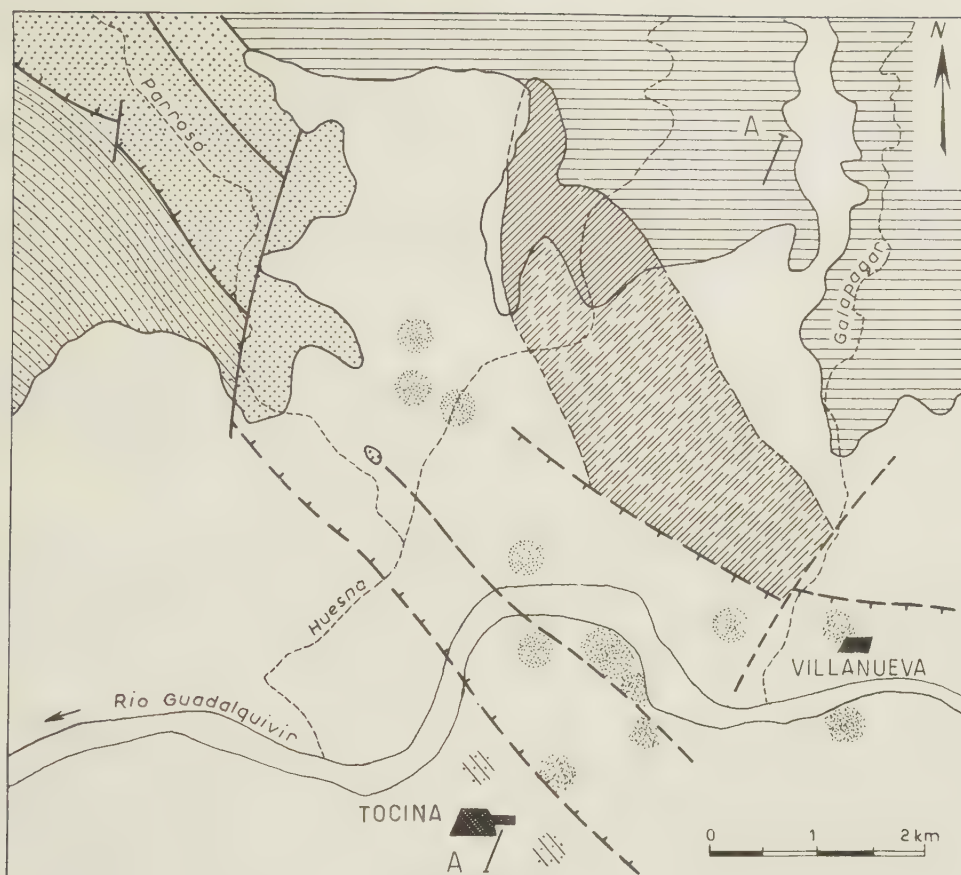


Fig. 16 - Carte structurale de la région de Villanueva de las Minas, et coupe d'après les sondages effectués au travers de la couverture tertiaire

- |                |                               |
|----------------|-------------------------------|
| 1. Cambrien    | 4. Permien                    |
| 2. Silurien    | 5. Terrains post-paléozoïques |
| 3. Westphalien | 6. Accidents tectoniques      |

#### - La zone médiane

Ensermée entre le chevauchement de Dos Hermanos et celui de Los Caños-Las Francas, la zone médiane correspond à un compartiment allongé de terrains cambriens, essentiellement formés par les couches de Campoalla. Les sills de roches vertes sont nombreux. Cet ensemble est affecté par un métamorphisme épizonal, surtout sensible dans les faciès calcaires et les roches éruptives basiques. A l'E de la Puebla de los Infantes, l'intensité du métamorphisme s'accroît dans la région d'Almenara, où les formations épimétamorphiques du Paléozoïque inférieur passent progressivement aux roches franchement cristallophylliennes du massif de Lora del Río.

- *Le massif cristallophyllien de Lora del Rio*

Le massif de Lora del Rio, à demi-recouvert par les sédiments tertiaires est constitué de deux unités structurales.

- *La série gneissique orientale* comprend un ensemble de gneiss, d'amphibolites et de calcaires métamorphiques, dont les directions tectoniques sont E-W à NW-SE. Le degré de métamorphisme croît d'Est en Ouest, jusqu'au sous-faciès à sillimanite du "faciès amphibolite".

- *Le complexe granitisé des Camachas* qui correspond à la granitisation homogénéisante de la série précédente, s'individualise sous la forme d'une ellipse grossière au NW de Lora del Rio ; il renferme essentiellement des granodiorites à cordiérite et des diorites quartziques, au milieu desquelles sont noyées des enclaves et des septas de roches cristallophylliennes.

- *Le synclinal de Villanueva de las Minas*

Entre le Huesna et le Galapagar, les terrains cambriens dessinent un assez large synclinal de direction NW-SE, dont le centre est rempli par des sédiments westphaliens, discordants sur le substratum. Ce synclinal est tronqué au Nord par le chevauchement d'Arenillas et s'ennoie au Sud sous la couverture miocène, au travers de laquelle les recherches géophysiques et des sondages ont déterminé la structure du socle varisque (fig. 16).

- *Le synclinal silurien du Parroso*

Nous avons décrit, dans le chapitre précédent (p. 40), cette région qui se situe entre le chevauchement du Viar et le bassin houiller de Villanueva de las Minas. Les coupes figures 13 et 16, illustrent les relations structurales des différentes formations géologiques de ce secteur. En surface affleurent des lambeaux de terrains siluriens, pincés entre des lames de granite, correspondant à l'écaillage, vers le Sud Ouest, du massif de Ventas Quemadas par des accidents tectoniques de direction NW-SE. Les bancs de calcaires ordoviciens ont souvent servi de glissoirs, facilitant les mouvements des divers compartiments.

Entre le chevauchement du Viar et celui de Villanueva de las Minas, le secteur du Parroso apparaît donc comme un horst (fig. 16), chevauchant vers le Sud Ouest le synclinal du Viar, rempli par des sédiments continentaux du Paléozoïque supérieur. Ainsi ce horst a perdu sa couverture de terrains carbonifères, ce qui explique la limite méridionale brutale du bassin houiller de la Réunion.

## CONCLUSIONS

La zone lorène du NE de la province de Séville présente un intérêt géologique certain, car elle laisse apparaître les relations entre l'infrastructure granitique et migmatitique et la superstructure de la Sierra Morena. Cet état de fait est dû à son chevauchement vers le Nord Est sur la zone de Constantina. L'âge de la phase majeure de plissement est difficile à déterminer avec précision dans ce secteur : compris entre le Gothlandien et le Westphalien moyen. Cependant, grâce aux études effectuées dans les régions voisines (Malcocinado, Alanis, Cala...) par W. Fricke (1951) en particulier, les plissements de direction NW-SE semblent correspondre à la *phase bretonne* : ils sont en effet postérieurs au Dévonien inférieur de Cala-Arroyomolinos et antérieurs au Viséen connu dans les bassins de Berlanga et du Valle del Infierno.

La mise en place des divers éléments de l'infrastructure a provoqué des cisaillements et des décollements dans le domaine de couverture, dominé par la présence de grands chevauchements NW-SE, qui sont dirigés vers le Sud Ouest, et qui entraînent l'écaillage de la zone lorène, de plus en plus serré au fur et à mesure qu'on se rapproche de l'accident majeur du Viar. Ces mouvements cisailants et cassants, qui sont probablement l'oeuvre de la *phase sudète*, ont joué jusqu'au Permien inférieur puisqu'ils affectent les dépôts de Villanueva de las Minas et du Viar. Les niveaux calcaires de la série paléozoïque ont facilité le jeu de ces dislocations et se retrouvent souvent déracinés dans des milieux stratigraphiquement étrangers.

## DEUXIÈME PARTIE

# LES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

Les travaux les plus importants sur les roches basiques de la région datent de 1879 (Macpherson). Dans son étude géologique du Nord de la province de Séville, J. Macpherson décrit un grand nombre d'échantillons du point de vue strictement pétrographique ; malheureusement, son mémoire contient peu de détails sur la localisation exacte et le mode de gisement de ces formations. A l'aide du microscope polarisant, il détermine différents types de roches basiques :

- roches diabasiques à texture felsitique ou microcristalline
- diabases parfaitement cristallines
- diabases amphiboliques passant à des faciès dioritiques.

Ces groupes de roches forment une seule et même série, sans discontinuité apparente. Les deux premiers sont caractérisés par la prédominance du pyroxène et la présence de chlorite comme produit d'altération ; dans le cas des diorites, l'amphibole devient au contraire plus importante.

Les travaux plus récents ne touchent que quelques aspects du problème (Calderon, 1888 ; Gavala, 1927 ; Simon, 1951). W. Simon ne considère les affleurements de roches vertes que du point de vue de leur rapport tectonique avec les terrains paléozoïques encaissants ; mais il ne donne aucune étude pétrographique.

Aussi avons-nous cherché à établir une description aussi complète que possible des faciès basiques qui affleurent dans le NE de la province de Séville. Ce travail sera mené de la façon suivante :

- 1/ Une étude des gisements, qui sera suivie par un exposé récapitulatif sur les relations avec la tectonique des terrains encaissants et le mode de mise en place des roches vertes ;
- 2/ Une étude pétrographique et chimique des différents faciès ;
- 3/ Un essai de synthèse sur le problème des roches vertes.

Nous grouperons pour le moment toutes ces formations sous le nom de *Roches Vertes*, correspondant à la définition du terme *Grundstein* des auteurs allemands (Rinne, 1928).

Cette étude a pour but de connaître les divers modes de gisements des roches vertes, pour permettre de replacer dans le temps et dans l'espace les différentes manifestations volcaniques basiques.



## CHAPITRE I

### ÉTUDE DES GISEMENTS

#### RÉPARTITION GÉNÉRALE DES ROCHES VERTES

A la simple lecture d'une carte géologique de la région, il apparaît que les roches basiques sont localisées principalement au sein des formations cambro-siluriennes. Les massifs granitiques ne renferment que très peu de filons de celles-ci, dont certaines font preuve, comme nous le verrons, de transformations métamorphiques nettes. Enfin le complexe cristallophyllien de Lora del Rio en est absolument dépourvu, ce qui constitue, à notre sens, un caractère primordial qu'il faudra envisager en détail pour le problème de la mise en place de ces roches.

A l'intérieur des terrains du Paléozoïque inférieur, les roches vertes prennent un grand développement dans les unités structurales renfermant des bancs de calcaires cristallins ; elles ont été très souvent affectées par les mêmes déformations tectoniques que ceux-ci. Cependant elles ne sont pas rares dans les sédiments quartzo-schisteux.

Les principaux gisements de roches vertes se répartissent donc de la façon suivante :

1/ Dans la zone de Constantina c'est-à-dire au N du granite du Garrotal, les roches vertes se rencontrent en filons peu épais, disséminés dans les couches de Tambor et de Campoalla ; ils sont généralement concordants avec la direction principale NW-SE. Il est à remarquer que le nombre de ces filons basiques semble augmenter en bordure du granite. Dans l'étude descriptive des gisements, qui va suivre, nous ne parlerons que des roches vertes situées dans la zone anticlinale du Tambor<sup>(1)</sup>.

#### 2/ La zone de chevauchement du Pedroso

La bande de terrains cambriens, qui parcourt sur presque toute sa longueur le massif granitique du Garrotal et qui s'évase à partir du Huesna pour constituer la Sierra del Pedroso, renferme de nombreux gisements de roches basiques souvent en sills concordants.

#### 3/ La zone médiane

Comprise entre le granite du Garrotal au Nord et le chevauchement de los Caños-Las Francas, la zone médiane possède un grand nombre de sills basiques à tel point qu'elle doit en partie son individualité à la présence de ces roches. Les gisements s'étendent d'Ouest en Est depuis le cortijo de las Cabezas jusqu'au Retortillo (à la limite des provinces de Séville et de Cordoue). On peut y distinguer trois groupes importants : le massif de los Caños et de Majalimar, le massif de las Francas et la Sierra de Peñaflor (Mazuecos et Cerro de San Cristobal).

#### 4/ La région de Villanueva de las Minas

De nombreux gisements de roches vertes se rencontrent dans la région de Villanueva de las Minas, en particulier dans la vallée du Galapagar et à la limite nord est du synclinal silurien du Parroso. A l'E de Villanueva, au contraire, le complexe cristallophyllien de Lora del Rio en est dépourvu.

-----  
(1) Les affleurements inclus dans le synclinal de Cazalla de la Sierra - Constantina, en particulier l'important massif de gabbro et d'euphotide qui borde, au Nord, le synclinal silurien du Valle, feront l'objet d'une publication ultérieure.

## DESCRIPTION DES PRINCIPAUX GISEMENTS

### 1 - La zone de Constantina

Sur la bordure septentrionale des massifs granitiques du Garrotal et du Pedroso, les roches vertes se répartissent en petits filons concordants, dans une zone d'environ 3 km de large. Les terrains encaissants sont constitués par les grès et les schistes des couches de Tambor. Ainsi, depuis la route du Pedroso à Cazalla de la Sierra jusqu'au bassin miocène de la Puebla de los Infantes, nous avons relevé une quinzaine de gisements, sans compter les nombreux pointements basiques de taille trop réduite pour être cartographiés. (voir carte générale).

Les types les plus courants correspondent à des sills de direction NW-SE, c'est-à-dire conformes à la direction de plissement des terrains encaissants. Leur longueur est en moyenne de quelques centaines de mètres, pour une largeur d'environ 20 à 50 m. Ils ne dépassent que très rarement un kilomètre en longueur, et présentent généralement un pendage vers le Sud-Ouest (70° à 80°).

Les roches, qui constituent ces filons, sont très sombres, presque noires, et à grains fins parmi lesquels s'individualisent quelques cristaux plus gros de plagioclases gris-verdâtre. Elles donnent des affleurements rocheux qui s'individualisent nettement dans la topographie, du fait de leur grande dureté. Cependant, dans le détail, elles font preuve d'une altération superficielle importante, caractérisée par un développement de boules aplaties à débit concentrique (planche I, fig. 3).

Au sommet 481 m de la région de Malpicas, à 1 km à l'E de la Fábrica del Pedroso, affleure une lentille, apparemment conforme, de roche basique, un peu différente des faciès précédents, et caractérisée par une texture porphyrique.

Les termes de passage des couches de Tambor aux couches de Campoalla renferment de nombreuses intercalations de roches vertes. Ces lentilles basiques, qui affleurent très mal, car leur altération est assez prononcée, sont constituées par des roches généralement schistifiées, au sein desquelles il est possible de reconnaître quelques parties plus homogènes présentant l'aspect de basaltes bulleux anciens (mélaphyre). Un gisement assez caractéristique est visible entre les kilomètres 8 et 9 de la route de Constantina à la Puebla de los Infantes. Au kilomètre 9 en particulier, la masse basique spilitique contient à certains niveaux des intercalations fines de quartzites albitiques. Des affleurements identiques se retrouvent dans la région de Los Cardales, sur la route de la Fábrica del Pedroso à Cazalla.

### 2 - La zone de chevauchement du Pedroso

Comme il a été dit, la Sierra del Pedroso correspond à un synclinal de terrains cambriens, pincé entre le massif du Garrotal à l'Est, la lame granitique de l'Atalayuelas au Nord et le batholite du Pedroso au Sud.

Une barre de calcaire cristallin, de direction NW-SE, à peu près parallèle à la route du Pedroso à Cazalla de la Sierra, sépare cette zone cambrienne en deux domaines : à l'Ouest, dans la région de l'Atalaya, les terrains cambriens sont métamorphisés et ne renferment aucun affleurement de roches vertes. A l'Est au contraire, les roches vertes sont disposées en sills très puissants, d'environ 200 à 300 m d'épaisseur, conformes et souvent associés à des bancs de calcaires cristallins.

Entre les kilomètres 3 et 5 de la route du Pedroso à Cazalla de la Sierra, un important sill, atteignant 3 km de long, se développe juste au contact de la barre calcaire dont il vient d'être question. Les contacts sont cependant difficiles à observer, du fait de l'altération de ces roches ; ce filon affleure sous la forme de blocs rocheux disséminés, en saillie au milieu des plantations labourées d'oliviers.

Des dolérites très cristallines, caractérisées par l'abondance d'épidote, forment également un gros amas entre El Pedroso et la rivière du Huesna. Ce gisement est limité au Sud (près de la casa huerta de la Pelagia) par le décrochement rectiligne qui interrompt au Nord le massif granitique du Pedroso. Il occupe le flanc occidental du sommet 380 m, où il est en contact avec des schistes sériciteux et des calcaires cristallins. La tranchée du chemin de fer de Séville à Mérida, près du kilomètre 170, fournit une coupe excellente sur les relations entre roches vertes et terrains encaissants (fig. 17). Les ophites bien cristallisées présentent de nombreux plans de friction généralement E-W, accompagnés d'un léger broyage. Elles sont encaissées, au Nord Est, par des calcaires cristallins broyés, très ferrugineux, parfois d'aspect bréchique : (puissance = 60 m) ; ces bancs calcaires ont une direction NW-SE (N135° environ) ; leur pendage est fort (80°) vers le Nord Est. Ils reposent sous des schistes sériciteux qui, un peu avant le kilomètre 169, cèdent la place à des quartzites très blancs, silicifiés et très fracturés. Les dislocations identiques à celles

qui affectent l'affleurement de roches vertes se retrouvent dans ces roches encaissantes, en particulier dans les calcaires.

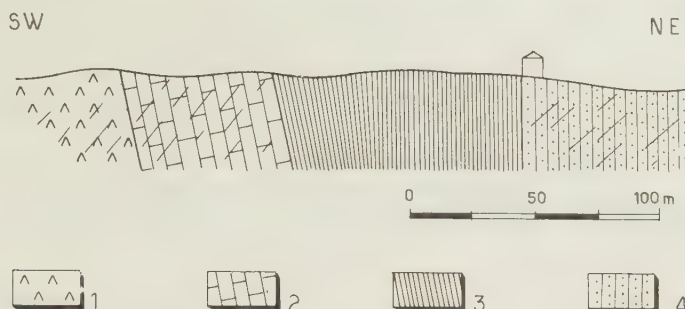


Fig. 17 - Coupe de la tranchée du chemin de fer du Pedroso (PK 170)

- |                        |                       |
|------------------------|-----------------------|
| 1. Dolérite            | 3. Schiste sériciteux |
| 2. Calcaire cristallin | 4. Quartzite blanc    |

Deux autres sills importants de dolérites largement cristallines s'intercalent dans les couches cambriennes, sur le flanc nord est de la Sierra del Pedroso. Ils sont situés dans le prolongement l'un de l'autre, au S immédiat de la Fábrica del Pedroso, et longent (sur leur bord sud ouest) un affleurement de calcaires cristallins, minéralisés en oxydes de fer. Dans la même région, près du kilomètre 167 de la voie ferrée, un petit filon, de quelques mètres d'épaisseur, est caractérisé par un développement de barytine et d'oligiste dans la roche encaissante, qui est formée par un grès à ciment carbonaté.

A l'E du Huesna, dans la zone cambrienne coincée au sein du granite du Garrotal, les filons basiques sont plus rares et de dimensions beaucoup plus réduites. De plus, ils furent affectés par les actions tectoniques locales et présentent d'importantes traces de broyage et de laminage. Parfois, comme c'est le cas dans le lit de l'arroyo de la Villa, il est très difficile de les distinguer des formations clastiques sombres et silicifiées, étant donné leur schistosité secondaire. La disposition de ces filons est toujours conforme (NW-SE).

### 3 - Les affleurements de roches vertes de la zone médiane

La région médiane est caractérisée par l'importance des sills de roches vertes, qui sont très souvent associées à des bancs de calcaires cristallins. En général, la direction tectonique des terrains sédimentaires, et celles des filons concordants, sont NW-SE ; cependant de nombreuses failles et des décrochements transverses viennent perturber l'agencement régulier de ces formations.

Etant donné l'extrême longueur de cette zone (30 km environ) dans la direction E-W, nous distinguerons les unités suivantes :

- La région de los Caños et de Majalimar.
- La région de las Francas.
- La Sierra de Peñaflores.

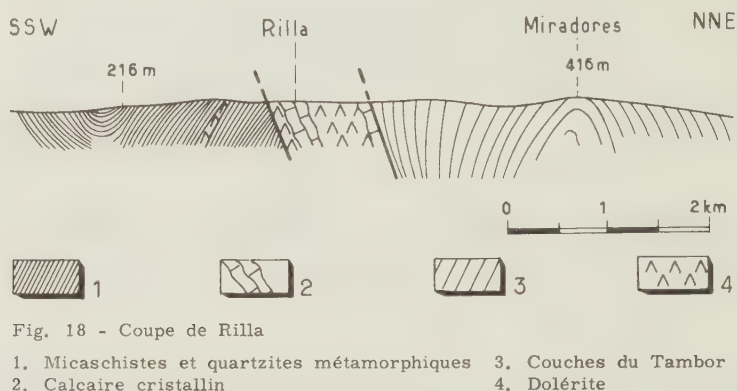
#### a) La région de los Caños et de Majalimar

Cette région correspond à la portion de la zone médiane qui s'étend à l'W de la route de Constantina à Lora del Rio. Entre Las Cabezas et le Galapagar au niveau du cortijo de Rilla, les terrains cambriens constituent un synclinal sur lequel s'alignent les deux gisements basiques de Las Cabezas et de Rilla.

Au S de la maison de Las Cabezas, s'étend un amas semi-elliptique de roches volcaniques, noires à violacées, dont la plus grande largeur atteint 500 m sur une longueur d'1 km. A l'Est, il est interrompu par un décrochement NNE-SSO (pendage vers l'Est), qui se manifeste par un filon de minerai de fer dans les arkoses et les quartzites encaissants (sommets 301 et 306 m). La roche verte est microcristalline et montre des traces de broyage important ; par endroits, surtout à l'Est, elle présente un aspect bréché très net.

La région de la Casa de Rilla est caractérisée par la présence de calcaires cristallins, qui chevauchent vers le Sud les formations quartzitiques et schisteuses du Galapagar. Ce contact anormal est marqué par un sill de roches vertes, d'environ 100 m d'épaisseur sur 2,5 km de long ;

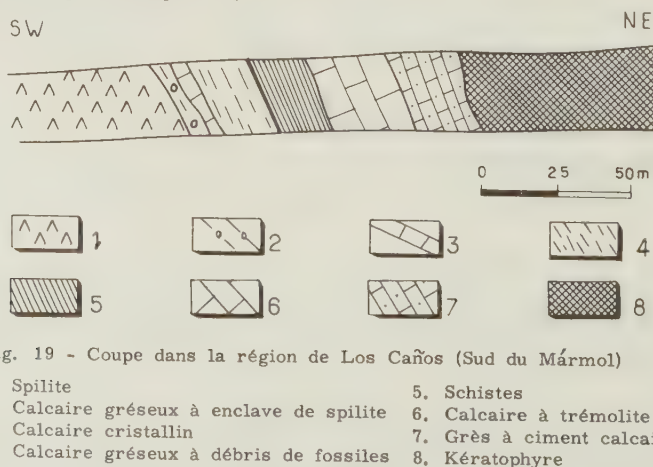
ces roches ont subi des laminages importants et présentent actuellement l'aspect de boules emballées dans une masse verte plus ou moins schistifiée. Entre les bancs calcaires qu'il divise en deux, s'insère un autre sill très puissant, concordant avec les formations encaissantes qui pendent de 60° vers le Nord. La direction générale de ce complexe calcaire - roche verte est NW-SE ; il est entaillé par la vallée du Galapagar au Risco de la Mujer, qui en fournit une excellente coupe. (fig. 18).



Le faciès pétrographique le plus représenté correspond à une dolérite très cristalline, de bel aspect, qui montre par endroits des différenciations *pegmatitiques* diffuses dans la masse. Les calcaires au contact de ces roches basiques sont assez transformés et se chargent en minéraux silicatés (épidote, diopside, diopside), qui se répartissent en bandes plus ou moins régulières (un bel exemple se trouve près de la porte d'entrée du cortijo de Rilla).

A l'E du Galapagar, le massif de Rilla est décroché vers le Nord Est par une faille transverse, longue d'environ 4 km. Au-delà de cet accident, dans la région située au S du Mármol, affleurent les niveaux inférieurs des couches de Campoalla : psammites, grès à ciment calcaire et calcaires marneux renfermant des débris d'*Archaeocyathus*.

Cette série sédimentaire présente des intercalations de roches volcaniques, comme le montre la coupe suivant la route de Villanueva à Constantina (fig. 19) : au Sud Ouest, un sill de lave basique, à structure fluidale et en coussins, est surmonté par un banc de calcaire gréseux riche en enclaves arrondies de spilite. 100 m plus au Nord, affleure un autre sill constitué par un faciès kératophyrique, de couleur rose-clair, et à aspect corné, provenant d'une importante silicification à la suite des actions mécaniques qui l'ont affecté fortement. De nombreux décrochements transverses, de direction NNE-SSW, découpent, en effet, toute cette région en compartiments parallélépipédiques.



Entre le Mármol et le Ventorrillo (près de la route de Lora del Rio à Constantina), les roches volcaniques se répartissent en trois grands sills parallèles de direction NW-SE ; leur largeur varie de 100 à 500 m et leur longueur peut atteindre 4 km. Ils sont généralement bordés par des bancs calcaires, qui constituent les arêtes des principaux sommets de la région. Les roches de ces sills conformes sont de type doléritique et renferment des différenciations *pegmatitiques*, abondantes entre Algarin et Ventorrillo. A 300 m. à l'W du Mármol, un de ces filons montre le passage progressif

du faciès doléritique normal à un spilite, caractérisé par de nombreuses vacuoles, emplies de calcite.

Les contacts entre roches vertes et calcaires sont parfois broyés et sont le siège d'une minéralisation comprenant essentiellement quartz, barytine et oligiste. Dans cette zone de pression, ces deux types de roches ont répondu de façons différentes aux contraintes tectoniques, les calcaires faisant preuve d'une plasticité plus grande. Des écrasements et des laminages affectent les dolérites qui présentent ainsi un faciès lité d'amphibolite (bien visibles près du cortijo de Algarin).

Malgré les nombreux accidents tectoniques, qui ont provoqué des perturbations importantes dans la position des roches volcaniques par rapport aux sédiments encaissants, il est possible d'affirmer que ces faciès affleurent en général en sills concordants avec la stratification des couches cambriennes.

#### b) La région de Las Francas

La deuxième unité, assez arbitraire, de cette zone médiane s'étend depuis la route de Lora del Rio à Constantina jusqu'au Guadalbarcar. Elle est constituée par la série inférieure des couches de Campoalla : grès à ciment calcaire, marnes gréseuses et schistes gris-bleu. Les niveaux supérieurs à calcaires cristallins sont plus rares et n'affleurent que dans la région du Minjambre et dans le massif des Tres Mojones.

Les roches vertes sont cependant bien représentées, et forment des sills nombreux de taille assez réduite (100 à 500 m de long sur 20 à 50 m de large) et de direction NW-SE à E-W. Exceptionnellement sur le versant droit du Guadalbarcar, au NE de Las Francas, s'individualisent d'importants amas, encaissés dans les calcaires cristallins.

Le faciès le plus fréquent correspond à une dolérite bien cristallisée. Les contraintes tectoniques, qui ont broyé et laminé ces roches volcaniques, ont profondément modifié leur nature pétrographique par endroits. Elles se présentent alors sous l'aspect de schistes amphiboliques, dont un affleurement typique se rencontre derrière le moulin à huile, au kilomètre 37 de la route C 432.

Les contacts de ces sills avec les formations encaissantes sont rarement visibles, car cette région forme un plateau correspondant à la surface d'érosion miocène, dans le prolongement de la cuvette de Majalimar, et couvert de plantations d'oliviers. Le massif des Tres Mojones fournit cependant des indications sur les relations des roches éruptives avec les terrains encaissants : les calcaires gréseux renferment de nombreuses enclaves arrondies de dolérites et de spilites, dont la taille varie de celle d'une bille à celle d'une balle. Le litage du calcaire contourne ces inclusions qui sont souvent bordées par une zone largement recristallisée en calcite.

#### c) La Sierra de Peñafior

La Sierra de Peñafior forme une chaîne allongée, juste en bordure de la vallée du Guadalquivir ; sa structure est très complexe, car elle correspond à la zone de jonction du chevauchement du Pedroso et de celui de Los Caños-Las Francas. Les calcaires cristallins y sont abondants et affleurent en massifs épais au Cerro Santo et dans la Sierra León. Les roches vertes sont encore remarquablement associées à ces bancs de calcaires.

#### *Mazuecos et Sierra León -*

Le chevauchement de Las Francas est souligné par un banc calcaire bien continu, qui est bordé au Nord par un sill de roches basiques, broyées et cassées. Ces roches vertes présentent deux faciès intimement liés, l'un à gros grains, l'autre plus finement cristallisé. La bordure du filon a un aspect bréchique, correspondant à des blocs basiques emballés dans une masse calcaire de couleur grise. Ce sill est flanqué au Nord par un deuxième banc de calcaire grumeleux, renfermant également de nombreuses enclaves volcaniques.

Un autre exemple de contact entre roche verte et terrain cambrien est visible sur la route de Lora del Rio à La Puebla de los Infantes, près du cortijo du Mazuecos. La coupe détaillée (fig. 20) montre la succession suivante, du Sud au Nord :

- calcaires en plaquettes, très durs et finement cristallisés, qui renferment de nombreux minéraux : quartz, albite, actinote et épidote. D'abondantes mouchetures d'oligiste parsèment la roche.

- Roche dure à aspect quartzitique, correspondant à un enrichissement en albite et en grenat des faciès précédents.

- Calcaires lités, à oligiste, avec de nombreuses enclaves arrondies de roches basiques. (planche I, fig. 6).

- Dolérite à grains moyens, renfermant des zones pegmatitiques diffuses.

Sur la même route, à 1 km à l'E du Mazuecos, une autre coupe (fig. 21) permet des observations analogues.

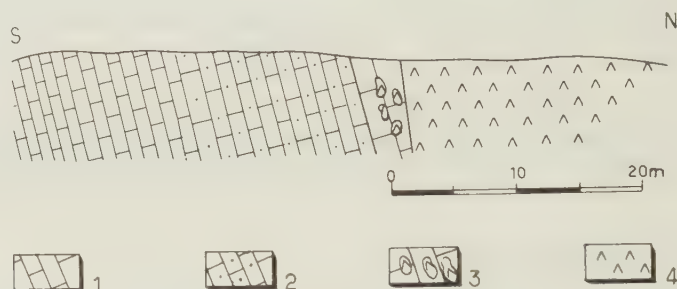


Fig. 20 - Coupe du Mazuecos

1. Calcaire en plaquettes
2. Calcaire albitisé
3. Calcaire à minéraux, riche en enclaves de roches basiques
4. Roches basiques à grains moyens

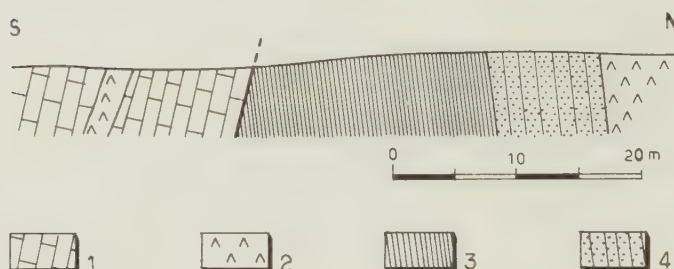


Fig. 21 - Coupe de la Sierra León

1. Calcaire cristallin
2. Roche basique
3. Schiste noir
4. Quartzite blanc, albitique

En résumé, les affleurements de roches basiques sont intimement liés aux bancs de calcaires cristallins. Elles ont subi les mêmes actions tectoniques que les terrains sédimentaires encaissants, et se trouvent très souvent à l'état d'enclaves arrondies au sein des faciès calcaires. Ces observations sont à rapprocher de celles qui ont été faites par W. Nabholz (1945) dans le Valsertal (Grisons), où cet auteur a signalé la présence de roches de mélange (*Mischgesteine*) en bordure de sills basiques.

#### Le mont San Cristobal -

Le Cerro de San Cristobal (ou Cerro Santo) correspond à un énorme massif calcaire, allongé dans la direction SW-NE. Son flanc méridional est occupé, jusqu'au chevauchement de Las Francas, par un amas important de roche basique, traversé uniquement par un petit banc (30 m de puissance) de calcaire, imprégné d'oligiste.

Ce massif basique est dans son ensemble assez homogène et présente un faciès de dolérite vert-sombre. Il est recoupé par des filons de pegmatitoïdes, plus feldspathiques, caractérisés par une albitisation importante de direction ENE-WSW.

Sur le flanc sud du San Cristobal, affleure un amas de dolérite à olivine dont la couleur noire tranche avec les teintes plus vertes des autres faciès basiques de la région ; il est compris entre un banc calcaire au Nord et les formations cristallophylliennes au Sud, sur l'emplacement du chevauchement de Las Francas. Ce dernier accident est, en effet, décroché vers le Nord par une faille transverse, de direction sensiblement N-S, qui traverse la chaîne de Peñaflor sur presque toute sa largeur ; par endroits, elle a favorisé la mise en place de minéralisations (magnétite titanifère) qui ont fait l'objet de recherches minières à la fin du siècle dernier.

Les calcaires présentent également un abondant développement de silicates, d'origine métamorphique, en particulier près de la Casa de la Algaraba : amphibole, épidote, grenat, albite...

#### *Las Viñas Viejas -*

Las Viñas Viejas sont situées entre les deux routes allant de Peñaflor à la Puebla de los Infantes, l'une par Almenara, l'autre par le Turuñuelo. Cette région est constituée par de nombreux faciès détritiques, (psammites, grès arkosiques et schistes gris-bleu), avec toutefois quelques bancs peu épais de calcaires rubanés. Ces formations cambriennes, qui ont une orientation E-W, sont atteintes par le métamorphisme général, de caractère épizonal<sup>(1)</sup>.

Malgré l'importance des sédiments miocènes, quelques sills conformes de roches basiques sont cependant visibles et se localisent en général au contact des bancs de calcaires. Tout à fait à l'E de la zone médiane, entre les kilomètres 7 et 8 de la route du Turuñuelo, s'individualise un amas de dolérite à olivine, de couleur noire, dans une boutonnière de la couverture miocène. Il est impossible d'avoir une idée sur ses liaisons structurales avec les terrains encaissants. Quelques petits affleurements sur le bord de cette même route montrent cependant, malgré leur degré d'altération, l'existence dans les calcaires métamorphiques d'enclaves de roche noire à grains fins, tout à fait identique à la dolérite voisine. Un aspect analogue apparaît dans l'affleurement du Hornillo, en face du château d'Almenara.

De l'étude qui vient d'être faite, nous retiendrons les faits suivants, qui devront être pris en considération pour expliquer le mode de mise en place et l'âge des roches basiques dans cette région :

- concordance assez régulière des sills basiques avec les formations cambriennes, principalement avec les faciès calcaires,
- existence de phénomènes tectoniques, intéressant à la fois les roches éruptives et les sédiments,
- présence de roches de mélange (calcaires à enclaves arrondies de dolérites),
- préservation de quelques structures d'origine volcanique (pillow - lava,...),
- transformations parfois importantes affectant les roches sédimentaires (calcaires à minéraux, quartzites albitiques, tourmalinisation des schistes...) et les roches basiques (faciès d'ophites, de schistes amphiboliques...).

#### 4 - La région de Villanueva de las Minas

Cette région méridionale située entre le Galapagar à l'Est et le Parroso à l'Ouest, comprend trois types de gisements de roches basiques : les sills du Huesna et du Tamujoso, les affleurements du Galapagar et ceux du Parroso.

##### a) Les sills du Huesna et du Tamujoso

Comme nous l'avons vu lors de l'étude des formations cambriennes, les schistes et les psammites vert-sombre qui constituent le flanc nord est du synclinal de Villanueva contiennent quelques passées interstratifiées de roches basiques. Ces lentilles, orientées NW-SE, sont de taille assez réduite : 20 m d'épaisseur sur une longueur de 100 m en moyenne. Les roches qui les constituent correspondent à des faciès basiques microcristallins, du type spilite, caractérisés parfois par une structure vacuolaire et variolitique. Elles présentent souvent des traces de broyage et des laminages qui confèrent à ces sills une disposition lenticulaire. *Ces formations basiques se retrouvent en galets dans la brèche autochtone de la base du Westphalien dans le bassin de Villanueva, affleurant dans le lit du Huesna, immédiatement en amont du viaduc du chemin de fer.*

##### b) Le gisement du Galapagar

Le Galapagar, dans son cours inférieur, traverse trois affleurements de roches basiques, interstratifiées dans la série quartzo-schisteuse cambrienne, de part et d'autre de son confluent avec l'arroyo del Puerco. La masse basique la plus importante est située près de l'ancien moulin, en aval de ce confluent. A cet endroit, l'ensemble de ces formations présente une direction N160° et un pendage variant de 30 à 40° vers l'Est.

-----

(1) Cette région correspond à la zone de transition entre les formations cambriennes peu métamorphiques et les terrains cristallophylliens du massif de Lora del Río. (voir 3ème partie...).

La coupe stratigraphique, aux abords du massif basique est la suivante, en remontant le cours du ruisseau, c'est-à-dire de bas en haut (fig. 22) :

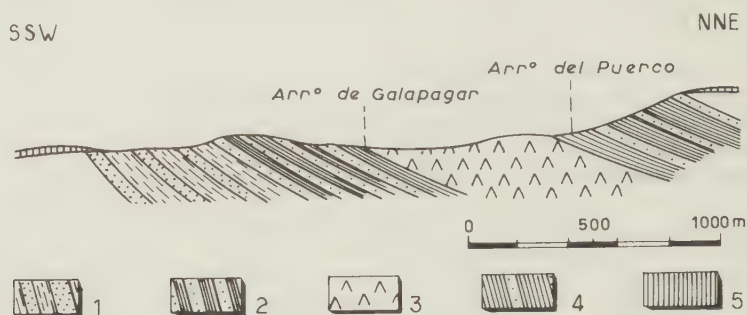


Fig. 22 - Coupe près du moulin du Galapagar

1. Psammites avec intercalations de quartzites chloriteux
2. Quartzites clairs peu micacés avec intercalations de schistes verts
3. Spilite
4. Schistes verts ou noirs, avec quelques bancs de quartzites
5. Miocène

- Niveau de psammites et de schistes quartzeux gris-verdâtre renfermant quelques bancs plus sombres, vert-foncé (quartzites chloriteux).

- Bancs assez épais de quartzites un peu micacés, de couleur gris-beige parfois un peu rosé, entre lesquels s'intercalent des niveaux de schistes verts.

- Roche basique noire, reposant sur la série précédente par l'intermédiaire d'un niveau de schistes siliceux rubanés dans les tons vert foncé. Ce matériel sert d'emballage aux nombreux coussins (pillow-lavas) qui sont très fréquents à la base de ce massif de roches vertes.

- Le toit de la formation éruptive est constitué par une série de schistes vert-foncé à noirâtres, contenant quelques récurrences de bancs quartzitiques.

Cette formation volcanique est caractérisée par un faciès spilitique assez homogène, à texture microlitique fine et vacuolaire, et renfermant parfois des phénocristaux de feldspath. A différents niveaux, elle offre l'aspect de pillow-lava, dont les coussins présentent une structure zonée, mise en relief par les différences d'altération (planche I, fig. 4). Des débits prismatiques sont également visibles au pied même de l'ancien moulin du Galapagar. Il est possible que cette structure corresponde à l'emplacement d'un ancien centre d'émission (planche I, fig. 5).

#### c) Les formations basaltiques du Parroso

La coupe stratigraphique du Parroso, que nous avons décrite dans le chapitre concernant les terrains siluriens (p. 40), révèle l'existence de couches basaltiques associées aux sédiments ordoviciens, en particulier au mur des calcaires oolithiques (voir coupe du synclinal du Parroso, fig. 13).

A 2 km en amont du Cerro de la Encarnación, le Parroso traverse sur 200 m un niveau volcanique, constitué par des faciès variés. Le plus important consiste en une brèche pyroclastique à gros éléments de laves noires, renfermant des intercalations de tufs finement grenus, de couleur gris-verdâtre, et de phtanites vert-noirâtre. Quelques coulées peu épaisses alternent avec les dépôts pyroclastiques et sont formées de basaltes bulleux, dont les vacuoles sont généralement remplies par de la calcite, et de dolérites dont l'altération fait ressortir la texture ophitique.

Cette formation volcanique présente une puissance maximum d'une centaine de mètres ; elle se lamine, comme les schistes et les calcaires ordoviciens, le long de la faille qui recoupe le synclinal du Parroso en son milieu. Elle est remaniée par les calcaires oolithiques qui la surmontent et dans lesquels apparaissent des niveaux bréchiques à éléments de basaltes et de phtanites. Ces observations permettent de déduire l'âge (Caradoc) de ces émissions volcaniques.

#### 5 - Les gisements de roches vertes des massifs granitiques

Les massifs granitiques de la région renferment peu de gisements de roches basiques. Le batholite de Ventas Quemadas en est totalement dépourvu. Elles sont relativement fréquentes, au contraire, au sein du granite du Garrotal.

#### a) Le massif du Garrotal

Nous avons relevé à l'intérieur du granite du Garrotal un certain nombre d'enclaves doléritiques, en général de taille moyenne, les plus importantes ne dépassant pas 50 m de long sur 2 m de large. Ces lentilles, qui sont abondantes dans la vallée du Bonagil, à l'W immédiat du Pedrochal, ont une direction d'allongement sensiblement NW-SE. Elles sont constituées par des ophites compactes, à grains fins, qui offrent souvent l'aspect de cornéennes. L'étude microscopique nous montrera que cette particularité est en liaison avec les modifications métamorphiques subies par ces roches.

#### b) Le massif du Pedroso

Le massif du Pedroso n'est pas très riche en enclaves doléritiques. Les plus importantes se rencontrent près du kilomètre 6 de la route du Pedroso à Cazalla de la Sierra, où elles se présentent en amas irréguliers, traversés par des filonnets et des taches granitiques à contours parfois diffus. L'ensemble dessine une structure d'*agmatite*.

L'examen pétrographique des relations entre ces roches basiques et les variétés de tonalites et de granodiorites qui constituent le massif du Pedroso, fera l'objet d'un chapitre spécial (voir 4ème partie, p. 192) Il est possible d'avancer, pour le moment, à titre d'hypothèse de travail que la nature dioritique de ces faciès grenus a été largement influencée par la granitisation des formations doléritiques préexistantes.

#### c) Le massif granitique de Gibla

La lame granitique de Gibla contient quelques lentilles de dolérites dont deux affleurements intéressants sont situés l'un près du cortijo de Manolo Palma (à l'W du Sancha) et l'autre au Molino del Agrimensor dans la vallée du Retortillo. Ces deux gisements montrent, en effet, le passage des dolérites à des faciès d'amphibolites, caractérisées à l'œil nu par le changement de structure. De nombreuses transitions existent entre ces deux types, qu'il est difficile de localiser sur le terrain avec exactitude. Le granite encaissant forme des apophyses diffuses au sein de ces roches basiques qu'il découpe aussi par de petits filons dans tous les sens, donnant ainsi des enclaves à contours plus ou moins géométriques (*agmatite*).

Les roches vertes en enclave dans les massifs granitiques se distinguent donc des faciès basiques associés aux formations sédimentaires, par leurs modifications structurales et minéralogiques, dues à une action métamorphique certaine, qui a pu atteindre des degrés plus ou moins élevés.

### RELATIONS AVEC LA STRATIGRAPHIE ET LA TECTONIQUE DES TERRAINS ENCAISSANTS

L'étude des différents gisements de roches vertes fait apparaître certains caractères communs qui indiquent l'homogénéité de ces faciès basiques.

#### 1 - Caractères à l'échelle régionale

La localisation préférentielle des filons basiques dans les formations sédimentaires du Paléozoïque inférieur constitue un premier caractère vraiment remarquable. Les terrains cristallophylliens du massif de Lora del Rio ne renferment, au contraire, aucune dolérite.

Presque toutes les roches basiques sont donc associées aux terrains cambro-ordoviciens de la région. De nombreux galets de ces roches se retrouvent dans les conglomérats de base de la série westphalienne de Villanueva de las Minas, qui n'est recoupée par aucun filon de dolérite. Ces considérations nous renseignent déjà sur l'âge approximatif de ces émissions volcaniques, au sujet duquel la disposition structurale apporte également d'autres indications.

L'observation d'une carte générale de la région montre l'importance des sills conformes à la direction NW-SE des plissements, qui caractérisent les formations paléozoïques. Ces roches volcaniques ont subi, de la même manière que les sédiments qui les englobent, les efforts tectoniques de l'orogénèse hercynienne. Lors de la formation des chevauchements, les roches basiques ont souvent joué le rôle de glisseur grâce auxquels les bancs de calcaires cristallins à *Cryptozoon* ont pu "gicler" et sont parvenus ainsi dans un milieu qui leur est souvent stratigraphiquement étranger.

#### 2 - Caractères à l'échelle de l'affleurement

L'étude des affleurements a montré que les roches vertes sont interstratifiées avec les formations sédimentaires encaissantes. La plupart du temps, les faciès volcaniques et les faciès sé-

dimentaires sont affectés par les mêmes déformations structurales. Nous avons signalé, en effet, de nombreuses observations de ces phénomènes, qui vont jusqu'à donner des roches vertes plus ou moins schisteuses.

La liaison souvent intime de ces roches avec les terrains encaissants est aussi remarquable. Ce phénomène est surtout très net au contact des calcaires qui renferment de nombreuses enclaves de roches volcaniques et d'éléments pyroclastiques, et qui présentent alors un faciès de roches de mélange très net (*Mictites* de M. Vuagnat, *Mischgesteine* de W.K. Nabholz). Parfois les masses basiques contiennent de petits lits quartzitiques, parallèles à la stratification des sédiments encaissants. Ces observations sont précieuses pour connaître le milieu dans lequel se sont mise en place ces venues basiques.

Mais des structures volcaniques particulières ont été aussi conservées, comme les structures en coussins du Galapagar ou les prismes, d'aspect identique à ceux que l'on connaît dans des formations plus récentes.

### 3 - Caractères à l'échelle de l'échantillon

Bien qu'à cette échelle l'étude microscopique apporte le plus de renseignements, il est possible déjà d'établir sur le terrain certaines distinctions parmi les faciès basiques rencontrés. Les roches les plus développées appartiennent à un type grenu qui peut, cependant, être associé, dans un même gisement, à des faciès plus microlitiques du genre spilite.

Les formations pyroclastiques sont relativement peu abondantes. Elles se rencontrent principalement en association avec les faciès microlitiques qui présentent parfois des aspects de brèches volcaniques, fréquentes dans les gisements du Parroso et de Las Cabezas.

Il semble d'autre part qu'une relation existe entre la localisation des divers faciès basiques et la nature des sédiments encaissants. Ainsi les dolérites grenues *normales* se rencontrent le plus souvent dans les sédiments marneux et calcaires des couches de Campoalla ; les taches et les différenciations de gabbros et de pegmatitoïdes sont presque toujours associées aux calcaires cristallins à *Cryptozoön*, qui forment le niveau supérieur des couches de Campoalla, et sont fréquents dans la zone médiane. Enfin les faciès spilitiques semblent se localiser plutôt au sein des sédiments détritiques de type flysch comprenant des arkoses, des grauwackes et des schistes. Toutefois il s'agit d'une tendance statistique dont le caractère général est atténué par l'existence des passages continus dont nous venons de parler un peu plus haut.

### 4 - Conclusions sur l'âge et le mode de mise en place des roches vertes

Les considérations géologiques qui précèdent permettent de déterminer l'âge et le mécanisme de la mise en place des roches basiques dans la région étudiée. Il est démontré que *les venues basiques de la province de Séville sont interstratifiées dans la série sédimentaire du Paléozoïque inférieur*, principalement Cambrien et Ordovicien. Plus particulièrement, elles sont fréquentes à trois niveaux de ce cycle géosynclinal, révélant ainsi trois stades d'activité volcanique intense au cours du Paléozoïque inférieur.

- De nombreux sills de dolérites sont intercalés dans la partie moyenne à supérieure des couches de Tambor, surtout dans les niveaux récurrents de quartzites et de schistes.

- Les couches de Campoalla, marnes, calcaires gréseux en plaquettes et calcaires cristallins, renferment de fréquentes intercalations de roches vertes grenues.

- Après la lacune sédimentaire du Cambrien supérieur, liée à la phase sardique de plissement, l'activité éruptive reprend en même temps que le dépôt des sédiments siluriens. Un niveau volcanique est nettement individualisé dans le gisement du Parroso entre les schistes verts et les calcaires oolithiques. L'âge probable de ces épanchements paraît être Llandeilo - Caradoc. Le Gothlandien, peu représenté dans la région, ne semble pas renfermer de telles formations.

L'association intime entre roches vertes et sédiments paléozoïques, association dont nous avons décrit différents aspects, laisse présumer que les épanchements se sont produits dans un milieu marin au cours de la sédimentation. Le Paléozoïque inférieur est donc caractérisé par l'existence d'un volcanisme de type géosynclinal ayant donné naissance à des formations basiques parfois extrêmement développées. Dans un tel milieu, ces roches vertes participent à l'histoire du géosynclinal, comme les sédiments qui leur sont associés. En particulier les transformations métamorphiques, à des stades divers, ont sans doute influé sur leur nature pétrographique et même sur leur texture. Ces considérations, à la lumière des connaissances géologiques, vont faire l'objet de l'étude pétrographique suivante.

## CHAPITRE II

# ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES VERTES

Nous avons appelé *roches vertes* des roches mélanocrates appartenant à la famille des gabbros ayant subi des transformations postérieures à leur cristallisation, et affleurant généralement en sills dans les séries paléozoïques. Cependant sous cette dénomination, sont rangés plusieurs faciès plus ou moins différents les uns des autres, que nous allons analyser dans ce chapitre.

Etant donné la multiplicité des gisements, nous avons préféré envisager l'étude pétrographique de ces faciès d'une manière plus synthétique, pour faire ressortir leur parenté évidente. Nous abandonnerons donc pour le moment la description par unités, telle qu'elle fut faite au chapitre précédent. Mais il est nécessaire tout d'abord de faire quelques remarques sur la nomenclature employée.

### CHOIX DE LA NOMENCLATURE

La nomenclature de ces roches basiques filoniennes est très confuse car elle dépend surtout de la nationalité des différents auteurs. Malgré les efforts de la Commission de Pétrographie au Congrès géologique international de 1900, qui déplorait l'absence d'une nomenclature bien établie et la multiplication des termes, les géologues ne semblent pas s'être mis d'accord. Ainsi, les pétrographes français, dans un but de simplification, préconisaient l'emploi du mot *dolérite* pour "une roche holocristalline à structure ophitique, constituée par des feldspaths calcosodiques et du pyroxène, avec ou sans amphibole et olivine. Le terme dolérite est destiné à remplacer celui de diabase, qui est employé actuellement avec des significations trop différentes".

Mais en dépit de cette tentative, trouvons-nous actuellement dans la littérature indifféremment les termes diabase ou dolérite, ainsi que bien d'autres termes (ophites, mélaphyres, spilites...).

Laissant le terme de gabbro aux roches basiques à texture grenue, conformément au Congrès de Paris (1900), nous avons désigné sous le nom de *roches vertes* celles qui possèdent une texture particulière, ophitique ou semblable, caractérisée par une disposition spéciale des feldspaths calcosodiques, et qui sont le siège de transformations plus ou moins accentuées, telles que ouralitisation, saussuritisation..., leur conférant une coloration vert-sombre.

#### 1 - Les textures

A. Johansen (1948) a donné un historique complet sur les définitions de ces différentes textures. H. Williams, F. Turner et C.M. Gilbert (1954) ont repris à peu près la même classification, ainsi que H. et G. Termier (1955). Plus récemment F. Walker (1957), à la suite des travaux de R.H. Clark (1952) donne une nouvelle classification, assez comparable à celle des précédents auteurs.

Nous adopterons les termes suivants pour désigner les textures des roches filoniennes.

- *Texture ophitique* : les cristaux de plagioclases automorphes, c'est-à-dire en batonnets, allongés suivant la direction [100], sont englobés dans une trame formée de grands cristaux de pyroxènes ; la longueur des feldspaths est inférieure au diamètre des pyroxènes (définition de Rosenbusch et de Kemp).

- *Texture subophitique* : elle diffère de la précédente de la façon suivante : la longueur des batonnets de plagioclases dépasse le diamètre des pyroxènes ; les feldspaths sont "donc jointifs, et l'augite en larges cristaux remplit les interstices entre eux".

- *Texture intergranulaire* : les plagioclases jointifs forment une charpente, dont les interstices sont occupés par de l'augite (avec ou sans olivine) en petits grains, ayant une orientation quelconque.

- *Texture intersertale* : les interstices entre les plagioclases, disposés comme dans la texture sub-ophitique, sont occupés par un matériel crypto-cristallin ou par des minéraux secondaires (chlorite, calcite, zéolithes...).

## 2 - Les roches

Pour la nomenclature des roches basiques, qui présentent les textures définies précédemment, nous nous sommes efforcés de rester fidèles aux normes données par le Congrès de 1900. Les Américains parlent de *diabases* pour une "roche à grains fins ou moyens se trouvant en sills ou en dykes, ayant une composition minéralogique de basalte et une texture ophitique". Pour désigner la même chose, les Anglais emploient le terme de *dolérite*, qui fut codifié par A. Holmes (1920) ; le terme de *diabase* correspondrait pour eux à des *dolérites* altérées. Dans les publications récentes de langue française, mais d'origine suisse (Vuagnat, 1946 ; Jaffé, 1955), traitant du problème des roches vertes dans les Alpes, les auteurs utilisent les mots *diabases* et *spilites* que E. Lehmann (1950) appelle *weilburgite*.

Nous sommes donc en présence d'un assez grand nombre de termes, dont beaucoup sont synonymes : *dolérite*, *diabase*, *ophite*, *spilite*, *weilburgite*... A. Johansen, dans son livre de pétrographie descriptive, conseille d'abandonner les termes de *dolérite* et de *spilite*, préférant le mot *diabase*. Cependant il ne tient pas compte des travaux du Congrès de 1900 et ne signale pas les définitions françaises, qui restent plus ou moins fidèles aux recommandations de la Commission sur la classification des roches ignées. Aussi rejetons-nous la nomenclature de Johansen ; notre choix se portera sur les termes suivants :

- *Dolérite* : toute roche cristalline basique possédant une texture ophitique ou sub-ophitique, caractérisée par la présence de plagioclases et de pyroxènes, avec amphiboles et olivine (définition strictement conforme à celle de la Commission de Pétrographie 1900).

- *Ophite* : conformément à la définition de A. Johansen (p. 319), ces roches correspondent à des *dolérites* dans lesquelles le pyroxène est entièrement transformé en amphibole (*ouralite*).

- *Spilite* : à la suite des travaux d'auteurs anglais, en particulier H. Dewey et J.S. Flett (1911), et A. Holmes (1928), deux critères sont importants dans la détermination des *spilites*.

1/ Un critère minéralogique : association de plagioclases acides (*albite* - *oligoclase*) et de *chlorite*, de carbonates, de *zéolithes*.

2/ Un critère chimique : pour une teneur relativement faible de  $\text{SiO}_2$  (50 % environ), importance de  $\text{Na}_2\text{O}$  sur  $\text{K}_2\text{O}$  (en moyenne  $\text{Na}_2\text{O} \geq 4 \%$  et  $\text{K}_2\text{O} \leq 1 \%$ ).

La description des roches vertes, rencontrées dans la province de Séville, s'appuiera sur ces définitions systématiques. Leur variété est accentuée par les transformations métamorphiques qu'ont subies les types originels après leur mise en place. Ce phénomène atteint son plus grand développement dans les gisements associés aux massifs granitiques.

Ces roches basiques ont presque toutes une texture ophitique ou intersertale ; seuls quelques échantillons à gros grains présentent une texture grenue. Deux grands ensembles de faciès peuvent ainsi être distingués :

- les faciès *phanéritiques*
- les faciès *aphanéritiques*

## LES ROCHES PHANÉRITIQUES

Les faciès *phanéritiques*, dont tous les éléments sont visibles à l'œil nu, sont constitués principalement par des *dolérites* et leurs dérivés métamorphiques que nous désignons sous le titre global de "*métadolérite*", (voir 3ème partie, p. 97).

### 1 - Les *dolérites* à olivine

Ce premier faciès de *dolérite* est assez peu fréquent et n'affleure que dans la partie orientale de la zone médiane. Nous décrirons comme exemple l'échantillon P 42, qui provient d'un affleure-

ment situé près de la Casa du Turuñuelo, sur la route de Peñaflores à la Puebla de los Infantes.

C'est une roche très dense à grains fins et de couleur noire ; les pyroxènes sont reconnaissables, tandis que les péridots sont difficilement identifiables à l'œil nu, à cause de leur petite taille.

L'examen en lame mince révèle une texture ophitique très belle ; la composition minéralogique est la suivante :

|                  |           |
|------------------|-----------|
| Plagioclase      | Magnétite |
| Augite - Diabase | Actinote  |
| Olivine          | Chlorite  |
| Hornblende brune | Calcite   |

Les *plagioclases*, en petites baguettes aplaties suivant [100], sont très calciques (An = 85 %) et légèrement zonés ; ils sont assez peu altérés en calcite et en produits sériciteux. Ces feldspaths sont englobés par de grands cristaux de *diabase*, à contours xénomorphes, et qui occupent tout le fond de la roche. Ses caractères optiques :

$$2 V_z = 46^\circ ; Ng \wedge c = 40^\circ ; Nm = 1,695 ; Ng - Np = 0,026$$

semblent indiquer les proportions molaires  $Ca_{38}Mg_{39}Fe_{23}$  (Hess, 1949).

Inclus dans cette trame plagioclase-pyroxène, de nombreux cristaux d'*olivine* sont trapus et craquelés, de dimensions plus réduites, et montrent un début de transformation en serpentine dans les craquelures. L'angle des axes optiques, voisin de  $90^\circ$  ( $2 V_x = 88$  à  $92^\circ$ ) caractérise un chrysotile à 15 % de fayalite.

La *hornblende brune* occupe la même position que le *diabase* par rapport aux feldspaths, mais est extrêmement moins abondante. Quelques amas d'amphiboles fibreuses se développent localement, en association avec du clinoclase et de la calcite.

Cette dolérite à olivine, très basique, correspond donc à un faciès peu transformé. La présence de péridot lui confère son originalité parmi l'ensemble des roches vertes de la région. Il faut noter cependant l'association de pyroxène et de hornblende brune qui va caractériser le groupe pétrographique suivant.

## 2 - Les dolérites à diabase et à hornblende brune

Les dolérites les plus abondantes dans la région sont des roches à grains moyens (1 mm) et de couleur vert-foncé à noirâtre. L'étude microscopique révèle l'existence de texture ophitique ou sub-ophitique dans les échantillons les plus riches en feldspaths. L'association, parfois diablastique, de diabase et de hornblende brune caractérise cette catégorie de roches.

Ces faciès sont fréquents dans la région du Pedrosillo et dans la zone médiane (Mármol, Mazalmar et Mazuecos) ; exceptionnellement sur la bordure septentrionale du massif granitique du Garroto, un sill est constitué par une telle dolérite. D'une façon générale, ces roches vertes sont associées aux couches de Campoallá, en particulier les calcaires cristallins.

### - Echantillon type

Nous décrivons comme type l'échantillon P 54/2, ramassé 50 m au S du Cortijo du Mazuecos. Cette roche très cristalline présente une texture sub-ophitique et la composition minéralogique suivante :

|                       |                               |
|-----------------------|-------------------------------|
| Labrador              | Ilménite - Leucoxène          |
| Diabase               | Apatite                       |
| Hornblende brune      | Biotite                       |
| Ouralite              | (Chlorite, diopside, calcite) |
| Amphibole vert-bleuté |                               |

Les *plagioclases* sont très souvent zonés, avec une teneur moyenne en anorthite de 70 % ; ils ont subi cependant une altération assez poussée, se traduisant par le développement de séricite et de chlorite et montrent également un début de transformation en diopside.

Les vides entre les baguettes de feldspaths sont occupés par de grandes plages de *diabase* (à 3 clinages) dont les caractères optiques sont les suivants :  $2 V_z = 47^\circ ; Ng \wedge c = 45^\circ ; Nm = 1,692$ .

L'emploi des abaques de J.D. Muir (1951) donne les proportions moléculaires :  $Ca_{39}Mg_{42}Fe_{19}$ . Sur le bord des cristaux, le pyroxène se transforme en hornblende verte (ourallite) qui peut se développer plus largement par endroits.

La *hornblende brune*, qui caractérise ce type de dolérite, se rencontre rarement à l'état de cristaux bien individualisés ; elle forme plutôt des plages orientées et incluses dans les grands cristaux de pyroxènes. Cette association diablastique s'effectue par la mise en commun des plans (010), et par conséquent la coïncidence des plans optiques respectifs. Elle se transforme comme le pyroxène en *hornblende verte*, avec développement de minéraux opaques (ilménite ?) et de sphène.

Dans cette masse à grands cristaux de feldspath, de pyroxène et de *hornblende*, s'individualisent des agrégats de fines aiguilles d'*amphibole vert-bleuté*, qui semblent se former aux dépens des grands cristaux de *hornblende verte*, déchiquetés et corrodés. Elles sont accompagnées, dans ces agrégats, par quelques paillettes de biotite. L'apatite et l'ilménite sont les minéraux accessoires les plus représentés. Les pyroxènes et les *hornblendes* brunes contiennent un peu de calcite dans leurs craquelures.

#### - Caractères généraux

Ces mêmes caractères pétrographiques se retrouvent dans les autres échantillons, parfois avec des transformations plus accentuées. La composition minéralogique de ces roches est donc la suivante :

- *Plagioclase*, dont la teneur en anorthite varie de 55 à 75 %. Il s'altère en donnant des produits microcristallins, tels que séricite, chlorite, épidote, clinozoisite, calcite. Quelques échantillons montrent un début de wernéritisation.

- *Diallage* en grands cristaux xénomorphes, avec bordure ouralitisée. Il s'altère aussi en chlorite (clinocllore) et en épidote.

- *Hornblende brune*, associée diablastiquement au pyroxène. Elle se transforme en *hornblende verte*, qui contient très souvent des inclusions d'ilménite, de leucoxène et même de fines aiguilles de rutile, arrangées épitaxialement par rapport à l'amphibole.

- *Apatite*, ilménite (avec leucoxène), accessoires.

La texture est en général sub-ophitique, à grains moyens.

Quelques analyses modales ont été effectuées sur divers échantillons de dolérites et ont donné les résultats suivants (tableau VI).

Tableau VI  
Compositions modales des dolérites

| Echantillons         | P 54/2 | P 481/1 | V 301 | V 86 | V 200 (2) |
|----------------------|--------|---------|-------|------|-----------|
| Feldspaths           | 49 %   | 45 %    | 41 %  | 55 % | 41 %      |
| Pyroxènes            | 15 %   | 10 %    | 11 %  | 7 %  | 3 %       |
| Hornb. brune         | 7 %    | 8 %     | 6 %   | 3 %  | 5 %       |
| Hornb. verte         | 22 %   | 31 %    | 35 %  | 28 % | 47 %      |
| Reste <sup>(1)</sup> | 2 %    | 6 %     | 7 %   | 7 %  | 4 %       |

Tous les échantillons présentent à partir de cette paragenèse, qui semble initiale, des transformations minéralogiques telles que :

(1) Comprenant les divers minéraux d'altération et accessoires.

(2) L'échantillon V 200, situé dans la zone au N du Pedroso, est un terme de passage aux métadolérites.

- Ouralitis des pyroxènes.

- Développement d'amas microcristallins d'amphiboles aciculaires (actinote et amphibole vert-bleu), et clinocllore à partir des cristaux de hornblende verte. Plus rarement la biotite s'individualise, surtout en bordure des minéraux opaques et à la place des hornblendes brunes.

- Développement d'épidote et de zoisite principalement à partir des plagioclases.

Ces caractères sont dus au métamorphisme épizonal.

### 3 - Les différenciations basiques à gros grains

Les dolérites à augite et à hornblende brune présentent des différenciations à gros grains qui confèrent à ces faciès un aspect "pegmatitique". Ces roches apparaissent sur le terrain sous la forme de taches plus ou moins diffuses, pouvant parfois atteindre de grandes dimensions. Nous avons vu qu'elles se développent essentiellement dans la zone structurale médiane.

D'après leur composition minéralogique, nous pouvons distinguer deux types :

- Les gabbros à augite et à hornblende brune.

- Les pegmatitoïdes pauvres en minéraux ferromagnésiens.

#### a) Les gabbros à augite et à hornblende brune

Ils se différencient des dolérites à augite et à hornblende brune par la taille plus grande de leurs cristaux, tandis que leur composition minéralogique varie assez peu. L'échantillon P 54/1, qui provient du même gisement (Mazuecos) que l'échantillon P 54/2, décrit dans le paragraphe précédent, sera choisi comme type. Cette belle roche se distingue du faciès doléritique par sa couleur plus claire, due au développement de grands cristaux de feldspaths gris-vert à gris-clair atteignant plusieurs centimètres de long.

Au microscope, la texture n'est plus ophitique, mais simplement grenue, parfois à tendance sub-ophitique large. Les constituants principaux sont des *plagioclases* automorphes, allongés, de composition moyenne : 45 % An. Ces feldspaths sont donc plus acides que ceux des dolérites, d'après ses caractères optiques ( $2 V_x = 46^\circ$  ;  $Ng \wedge c = 45^\circ$ ). Il est associé de façon diablastique à de la hornblende brune, ayant en commun le plan (010). Cette amphibole se transforme en une hornblende de couleur vert foncé, dont les cristaux de grandes dimensions renferment de nombreuses inclusions d'ilménite et de rutile.

Le *diatlas*, moins abondant que dans les faciès doléritiques, présente toujours une ouralitis en bordure des cristaux qui s'altèrent aussi en donnant des granules de calcite, d'épidote et des paillettes de chlorite. Ce pyroxène est identique à ceux des dolérites, d'après ses caractères optiques ( $2 V_x = 46^\circ$  ;  $Ng \wedge c = 45^\circ$ ). Il est associé de façon diablastique à de la hornblende brune, ayant en commun le plan (010). Cette amphibole se transforme en une hornblende de couleur vert foncé, dont les cristaux de grandes dimensions renferment de nombreuses inclusions d'ilménite et de rutile.

Ces minéraux ferromagnésiens sont remplacés, surtout au contact des feldspaths par des agrégats de fines aiguilles amphiboliques, vert-bleuté, et quelques cristaux de chlorite et d'épidote. Cette *amphibole aciculaire* présente les caractères optiques suivants :

$$2 V_x = 82^\circ ; Ng \wedge c = 14^\circ ; \Delta_n = 0,022 ;$$

correspondant à une actinote (à 40 % de *Ferro-actinote*).

Les minéraux accessoires sont les suivants, par ordre d'importance relative : apatite, ilménite lamellaire et sphène en cristaux sub-automorphes.

Les caractères pétrographiques qui viennent d'être déterminés se retrouvent dans la plupart des échantillons étudiés au microscope. Les seules variations intéressent l'ouralitis plus ou moins avancée des pyroxènes et le degré de remplacement de la hornblende brune par l'amphibole verte. Le tableau VII donne les résultats de deux analyses modales faites sur ces gabbros.

La composition minéralogique de ces différenciations gabbroïques est donc identique à celle des dolérites à hornblende brune, décrites précédemment. Cependant la texture n'est plus ophitique, bien

que gardant parfois une allure sub-ophitique large. Les plagioclases, tout en étant plus abondants, sont plus acides : les teneurs en anorthite, en effet, varient entre 45 et 50 % ; ils présentent souvent un zonage normal.

Tableau VII  
Compositions modales des gabbros

|         | Plagioclase | Pyroxène | Horn. brune | Horn. verte | Divers |
|---------|-------------|----------|-------------|-------------|--------|
| P 54/1  | 64          | 10       | 4           | 15          | 7      |
| P 567/3 | 42          | 10       | 3           | 30          | 15     |

#### b) Les pegmatitoïdes pauvres en minéraux ferromagnésiens

La "tendance pegmatitique" qui se manifeste dans les gabbros s'accroît encore dans des faciès beaucoup plus différenciés dont la composition minéralogique est nettement modifiée à partir de celle des dolérites encaissantes. Nous décrirons deux types, dans le sens d'une diminution croissante des minéraux ferromagnésiens.

L'échantillon P 80/1, provenant de la propriété du Hornillo (Viñas Viejas), constitue un bon exemple du premier type. Cette roche a l'aspect d'une diorite assez claire, à grands cristaux allongés de feldspath beige-clair à brun, dont les dimensions dépassent souvent plusieurs centimètres. Les éléments noirs sont au contraire de taille plus réduite et sont disposés dans les vides laissés par les baguettes feldspathiques.

En lame mince, la roche, dont la texture est largement grenue et cataclastique, présente la composition minéralogique :

|                  |           |
|------------------|-----------|
| Albite           | Magnétite |
| Hornblende verte | Sphène    |
| Glaucophane      | Quartz    |
| Apatite          |           |

L'albite (An = 5 %, *Basse Température*) constitue de grands cristaux limpides, souvent imbriqués les uns dans les autres et faiblement altérés. Les actions mécaniques subies par ce faciès ont provoqué la torsion des mâcles polysynthétiques. Entre ces bâtonnets de feldspath se développent des prismes de hornblende verte, dont les caractères optiques ( $2V_x = 78^\circ$ ,  $Ng \wedge c = 18^\circ$ ) semblent indiquer une proportion molaire  $Mg/(Mg + Fe) = 0,80$ . Ces minéraux sont la plupart du temps déchiquetés et corrodés par des aiguilles d'amphibole bleu-lavande et peu biréfringente. Les caractères optiques de cette espèce minérale correspondent à une *crossite*, riche en  $Fe^{3+}$ , ( $Al_{30}Fe^{3+}_{70}$ ) :

|                         |                                        |
|-------------------------|----------------------------------------|
| $2V_x = 40^\circ$       | $Ng = b$                               |
| $Nm \wedge c = 8^\circ$ | Plan des axes optiques : $\perp (010)$ |

Ces résultats sont en accord avec ceux fournis par l'analyse chimique de la roche, dont la composition est dominée par une forte proportion de  $Fe_2O_3$  et de FeO par rapport à MgO. (voir p. 77).

Parmi les minéraux accessoires, l'apatite est très abondante. Les zones de microbroyage sont occupées par de petits grains de quartz.

Le deuxième type de pegmatitoïde (échantillon P 480, provenant du Cerro San Cristobal) est caractérisé par l'absence presque complète de minéraux colorés. C'est une roche claire, constituée par de grands cristaux de feldspaths, qui atteignent 2 à 3 cm de long.

En lame mince, ce faciès présente une composition minéralogique simple :

|          |           |
|----------|-----------|
| Albite   | Rutile    |
| Quartz   | Zircon    |
| Biotite  | Magnétite |
| Chlorite | Sphène    |

Les cristaux d'albite sont automorphes et occupent 80 % du volume total de la roche ; au cœur de ces cristaux existent des résidus très corrodés d'andésine (An = 45 %), dont les mâcles ont disparu ou sont fortement estompées. Le quartz remplit les vides laissés par les baguettes d'albite, sous la forme d'individus xénomorphes, à tendance poecilitique. A l'intérieur des grains de quartz subsistent des îlots de feldspath, en parfaite continuité optique entre eux. Les figures de corrosion entre quartz et plagioclase prennent parfois l'aspect de micropegmatite.

Les minéraux colorés sont en quantité très restreinte. De fines paillettes de biotite et de chlorite se groupent de façon concrétionnaire et fibro-radiée dans les interstices cristallins et dans des micro-fractures. Des traces d'actions mécaniques sont, en effet, visibles dans cette roche, et se traduisent par des torsions de mâcle polysynthétique et des cassures, remplies de calcite cryptocristalline.

Ce dernier faciès de pegmatitoïde albitique correspond donc au terme ultime d'une évolution à partir des dolérites à augite et à hornblende brune. La série est parfaitement continue et progressive dans les faciès de gabbro ; l'apparition des pegmatitoïdes *sensu-stricto* s'accompagne au contraire d'un changement radical de la composition minéralogique, qui se traduit par une albitisation des feldspaths et une diminution de la quantité de minéraux ferromagnésiens. Localement, dans des zones où les efforts tectoniques ont joué un rôle important, les amphiboles ont été transformées en glaucophane-crossite. Enfin le caractère acide de cette évolution s'accroît avec le développement du quartz, en même temps que disparaissent complètement les pyroxènes et les amphiboles. La croissance du quartz provoque la formation de "textures graphiques de pénétration et de micropegmatite", comme l'a déjà observé N.Z. Evzikova (1955) dans des faciès analogues. L'intensité de ce phénomène augmente en donnant naissance à de grands cristaux lobés de plus en plus importants de quartz ("nids monominéraux de quartz" de Evzikova).

Cette évolution aboutit à un faciès nettement acide, du type pegmatitoïde albitique et quartzique, très différent des roches vertes qui lui sont associées. Il semble exister un saut dans cette progression, au moment de l'albitisation. Le fait que ces pegmatitoïdes constituent des filons bien individualisés qui recoupent les dolérites, contrairement aux gabbros qui forment des différenciations diffuses, est en faveur de cette hypothèse.

#### 4 - Conclusions

L'étude pétrographique des roches basiques grenues d'Andalousie révèle l'existence d'une évolution à partir des dolérites à augite et à hornblende brune. Une série de transformations aboutit à l'apparition de faciès largement grenus :

- les gabbros à composition minéralogique identique à celle des dolérites
- les pegmatitoïdes albitiques, termes les plus évolués, dont le caractère fortement sodique constitue l'originalité.

Ces faciès "pegmatitiques" basiques sont uniquement localisés dans la zone structurale médiane (Los Caños - Las Francas - Sierra de Peñaflor), souvent associés aux calcaires cristallins cambriens.

### LES ROCHES APHANÉRITIQUES

L'étude des gisements a révélé l'existence de faciès microcristallins associés aux roches grenues que nous venons de décrire. Ces types aphanéritiques présentent tous au microscope une texture microlitique ou intersertale. En général ils ont une couleur sombre, noir-verdâtre à violacée, et renferment fréquemment des vacuoles remplies de minéraux secondaires, dont le plus répandu est la calcite et qui leur confèrent un aspect de "mélaphyres anciens".

#### 1 - Les labradorites

Les laves interstratifiées dans les formations ordoviciennes du Parroso sont constituées en grande partie par des labradorites noires à olivine, plus ou moins vacuolaires, et dont la composition minéralogique originelle a subi des modifications ultérieures. L'étude microscopique de l'échantillon V 483/2, provenant de la rive gauche du Parroso, 500 m au N du Cerro de la Encarnacion, confirme la détermination macroscopique et fournit une description caractéristique de ces faciès :

|                   |                    |
|-------------------|--------------------|
| Labrador          | Magnétite          |
| Diopside          | Sphène (leucoxène) |
| Olivine (fantôme) | Calcite            |
| Chlorite          | Prehnite           |
| Epidote           | Apatite            |

Environ la moitié des phénocristaux de cette roche est formée par des plagioclases du type *labrador* (An = 60 %), automorphes et généralement altérés en séricite, dont les paillettes sont orientées cristallo-graphiquement sur les cristaux-hôtes ; l'épidote et la chlorite sont aussi des produits fréquents de cette altération. En outre, certains feldspaths montrent un remplacement assez prononcé par des lamelles de prehnite.

Le *diopside* est l'autre constituant principal des phénocristaux de la roche. Les cristaux sont bien formés et trapus, présentant très souvent des sections octogonales. L'étude des caractères optiques révèle une composition de diopside, comparable au type moyen d'origine ignée, défini par H.H. Hess (1941) :

$$\begin{array}{ll} 2 V_z = 56^\circ & Nm = 1,685 \\ Ng \wedge c = 42^\circ & Ng - Np = 0,029 \end{array}$$

Les proportions molaires  $Ca_{48}Mg_{41}Fe_{11}$ , déduites de ces propriétés, correspondent à la salite. Ces pyroxènes sont donc différents de ceux qui constituent les dolérites.

Au sujet de l'aspect des pyroxènes dans ces labradorites, l'échantillon V 484/2 présente certains phénocristaux de diopside qui dessinent avec les baguettes de plagioclases adjacents une texture ophitique embryonnaire. Ces observations montrent la parenté des faciès microlitiques et des faciès grenus, qui sont par ailleurs associés dans le même gisement.

Il subsiste aussi des fantômes de phénocristaux qui sont complètement remplacés par des agrégats de calcite, d'épidote et de chlorite (pennine) en petits cristaux. Les contours de ces amas, soulignés par un liseré brunâtre formé d'épidote et de chlorite, pigmentés par de fines inclusions d'oxydes opaques, ont une forme hexagonale. Cette disposition rappelle de toute évidence l'aspect des phénocristaux d'olivine, présents dans les basaltes.

Les microlites très abondants entre les phénocristaux sont essentiellement feldspathiques, plus rarement pyroxéniques. Quelques minéraux secondaires comme l'épidote et la calcite, en petits grains irréguliers occupent le fond de la roche. La pennine présente un développement particulier : elle se dispose en petites rosettes, caractérisées par une zonation concentrique, et dont le cœur est formé de paillettes rayonnantes.

Les vacuoles qui sont assez nombreuses dans l'échantillon décrit, peuvent atteindre un demi-centimètre de diamètre. Elles sont remplies par un agrégat de cristaux de calcite, la bordure interne de la cavité étant tapissée par une mince pellicule de chlorite. Certaines vacuoles sont aussi occupées par des cristaux lamellaires de prehnite associée à une chlorite blanche.

Les labradorites du Parroso ont subi des transformations assez importantes dans leur composition minéralogique. Le caractère prédominant qui se dégage de leur étude microscopique est constitué par le développement secondaire de minéraux riches en Ca et Al, tels que épidote, calcite, prehnite qui remplacent les feldspaths et remplissent les vacuoles. Ce phénomène semble correspondre à une métasomatose calcique ayant affecté ces roches basaltiques.

## 2 - Les faciès porphyriques à albite

Les couches de Tambor, du Cambrien inférieur, renferment certains filons de roches basiques, de couleur foncée (noir à verdâtre), caractérisées par la présence de grands phénocristaux feldspathiques visibles à l'œil nu. Cette particularité confère à ces roches un aspect "demi-deuil". Nous décrirons comme exemple de ce faciès l'échantillon C 142, provenant du sommet 481 m de Malpicas, au NE de la Fábrica del Pedroso.

De grands phénocristaux de feldspaths s'individualisent à l'intérieur d'une charpente constituée par de petites baguettes, très allongées, d'albite. Ils peuvent atteindre des dimensions allant jusqu'à 0,5 cm et possèdent une composition moyenne de 33 % An. Ils sont mâclés suivant les lois de l'Albite et de la Péricline, et, d'après les courbes de Köhler, semblent posséder les propriétés optiques des formes de basse température. Ils contiennent d'abondantes inclusions de calcite.

Les baguettes microcristallines d'albite s'entrecroisent, dessinant ainsi une texture intersertale. Les vides entre les éléments leucocrates sont occupés par une masse cryptocristalline essentiellement constituée de chlorite associée à des minéraux opaques tels que magnétite, ilménite (et leucoxène). Des granules d'épidote et quelques fines aiguilles d'actinote complètent la composition minéralogique de cette roche.

Dans d'autres échantillons de ce faciès porphyrique, subsistent des fantômes de phénocristaux ferromagnésiens dont il est assez difficile actuellement de déterminer la nature. Ces minéraux sont remplacés par des agrégats de calcite, bordés par une zone riche en chlorite et en épidote, imprégnée d'oxyde de fer. Les contours sont plus ou moins arrondis, rappelant vaguement l'existence primitive d'olivine.

Ces roches porphyriques présentent donc des recristallisations qui ont parfois modifié profondément leur composition minérale. Le trait dominant consiste en la présence d'albite en grande quantité, ce qui leur donne un caractère nettement sodique. Aussi, du point de vue de leur classification minéralogique, il est difficile de leur attribuer un nom : basalte albitisé ou andésite sodique. La question ne peut être tranchée que par l'analyse chimique, comme nous le verrons dans le chapitre suivant.

### 3 - Les spilites

Les spilites se différencient des précédentes roches par l'absence de phénocristaux, et la finesse de leurs constituants. Aussi apparaissent-ils macroscopiquement comme des roches aphanéritiques compactes et de couleur vert-sombre, dans la masse desquelles aucun minéral n'est visible. Cependant certaines particularités sont à remarquer comme les structures en coussins et les aspects vacuolaires.

Nous décrirons tout d'abord l'aspect microscopique de l'échantillon *L 154*, recueilli dans le cours inférieur du Galapagar, à l'E de Villanueva de las Minas. L'albite (0 à 5 % An) constitue l'élément principal qui se présente en baguettes allongées (0,3 à 0,5 mm.), jointives et disposées suivant une texture intersertale nette. Ces cristaux ne possèdent généralement que deux lamelles mâclées et renferment de nombreuses inclusions fines de séricite et de calcite cryptocristalline, inclusions qui troublent leurs sections. Bien qu'allongées suivant la direction [100], ces baguettes albitiques sont rarement automorphes ; leurs contours sont au contraire assez sinueux, parfois flous au contact du fond chloriteux.

Les espaces laissés par les feldspaths sont en effet comblés par une masse de cristaux de chlorite verte, très faiblement biréfringente (pennine). Ce fond chloriteux renferme également des paillettes un peu plus grandes de biotite et de façon moins fréquente, quelques agrégats d'actinote vert-bleuté en fines aiguilles.

L'ilménite joue un rôle important dans la constitution de ce faciès. Elle forme souvent des lamelles, grossièrement orientées sur les cristaux de chlorite, ou plus rarement des taches irrégulières et lobées, altérées presque toujours en leucoxène. Le sphène se rencontre en petits granules disséminés de façon homogène dans toute la roche, qui est traversée par de minces filonnets de calcite et de quartz.

Telle est la composition minérale des spilites, dont le caractère prédominant est la présence d'albite ; il faut cependant signaler quelques autres particularités.

La texture, en général intersertale, présente des variations : trachytique plus ou moins fluidale (échantillon *L 157*) ou arborescente, telle que l'a définie M. Vuagnat (1946). Dans cette dernière texture, les cristaux d'albite sont allongés et maigres, ayant ainsi un aspect rachitique, flexueux et fourchu. Ils tendent à se disposer en amas d'aiguilles grossièrement rayonnantes dans une même direction, l'ensemble de ces amas dessinant une gerbe.

Certains échantillons (*P 108, 109*) montrent l'existence d'anciens phénocristaux ferromagnésiens, souvent d'olivine comme le laissent supposer les formes hexagonales de ces fantômes. Ils sont remplacés par un agrégat de biotite et de clinocllore, avec une bordure d'hématite.

De nombreux spilites contiennent des amygdales en général arrondies et elliptiques (0,5 à 1 cm). Cependant certaines amygdales ont un développement très irrégulier et offrent un aspect reiniforme ou amiboïde. Le plus souvent elles sont constituées au centre par de grands cristaux de calcite dont la taille diminue vers la périphérie, qui est occupée par du quartz globulaire, de la chlorite en lamelles allongées, parfois rayonnantes et des oxydes bruns opaques. Dans certains cas, la chlorite remplit pratiquement tout le volume de l'amygdale, qui ne contient que quelques cristaux de quartz au centre et sur la bordure. La forme de l'amygdale est alors irrégulière, du type amiboïde.

Une action métamorphique d'épizone est reconnaissable grâce au développement abondant, dans certains échantillons, de minéraux tels qu'épidote, sphène et surtout biotite et actinote. Ces minéraux sont parsemés dans toute la masse du spilite dont ils masquent parfois la texture intersertale primaire. Ces transformations sont évidentes dans les échantillons provenant de l'arroyo del Puerco (*V 156* et *V 157*), gisements situés près de la zone de passage entre les formations paléozoïques et les terrains cristallophylliens du massif de Lora del Rio. Ces phénomènes métamorphiques affectent

tant les spilites sont assez identiques à ceux qu'ont déjà décrits J.S. Flett (1913), P. Eskola (1925) et M.H. Battey (1956).

Nous devons tenir compte de ces remarques dans la discussion sur la génèse de ces roches volcaniques. Malheureusement la région est mal choisie pour élucider le problème sur l'origine primaire ou secondaire de l'association albite-chlorite à cause du métamorphisme régional. Cependant le développement des cristaux flexueux et fourchus d'albite dans les zones à texture arborescente ou en bouquets, rappelle les cristallisations obtenues expérimentalement à partir de verre basaltique (Sadran, 1954), ce qui laisserait entrevoir une origine volcanique primaire de cette texture et de ces minéraux.

#### 4 - Les kératophyres

Les kératophyres sont des roches dures et compactes, à grains fins, et de couleur claire, très souvent rose. Ils sont assez rares dans la région étudiée et affleurent essentiellement dans le secteur du Mármol ; la route de Villanueva   Constantina traverse un gisement de ces faciès, dont la disposition par rapport aux terrains encaissants a été décrite dans la coupe figure 20 (p. 58). Les affleurements sont en général très diaclasés et présentent de nombreuses surfaces de glissement et des zones mylonitisées.

En lame mince, ces roches sont caractérisées par une texture trachytique, qui est parfois oblitérée par une silicification intense, consécutive aux phénomènes de cataclase. La composition minéralogique est la suivante :

|             |                                |
|-------------|--------------------------------|
| Albite      | Ilménite (Leucoxène)           |
| Quartz      | Apatite                        |
| Biotite     | Rutile                         |
| Clinocllore | Epidote et Calcite secondaires |

La trame de la roche est constituée par un enchevêtrement de baguettes d'albite (0,3 à 0,05 mm), allongées parallèlement les unes aux autres. Ces minéraux sont souvent cimentés par du quartz microcristallin. Au sein de cette matrice, s'individualisent des amas arrondis de quartz en cristaux limpides et larges (0,25 mm) ; la disposition de ces agrégats quartzeux est due au remplissage de vacuoles que la roche contenait primitivement. La biotite, de couleur brun-verdâtre, n'a pas une origine primaire ; elle se développe en fines paillettes qui se groupent par trois ou quatre et qui ont une orientation tout à fait quelconque par rapport à la fluidalité de la roche. Ce mica renferme de nombreuses aiguilles de rutile.

Ces faciès leucocrates, qui correspondent donc à d'anciens trachytes alcalins, sont très souvent accompagnés de tufs, de couleur plus sombre. Ils sont constitués par des blocs de kératophyre, cimentés par une matrice microcristalline dont la composition minéralogique est la suivante :

|          |                      |
|----------|----------------------|
| Chlorite | Tourmaline           |
| Albite   | Biotite              |
| Quartz   | Ilménite (Leucoxène) |
| Calcite  | Epidote              |

Ces tufs qui affleurent principalement dans les régions du Mármol et des Cabezas, ont subi d'assez importantes transformations minérales, résultant soit du métamorphisme général d'épizone qui affecte tout ce secteur, soit du métamorphisme de contact en bordure du granite de Ventas Quemadas.

### CONCLUSIONS PÉTROGRAPHIQUES

Au cours du Pal ozo ique inférieur, les manifestations volcaniques ont donné naissance à une grande variété de faciès : dolérites, labradorites, spilites et kératophyres ; le premier et le troisième type sont les plus fréquemment rencontrés. Les dolérites renferment, en outre, des différenciations "pegmatitoides" très locales.

Les caractères pétrographiques qui viennent d'être décrits, et l'existence de nombreux termes intermédiaires semblent indiquer la parenté évidente qui lie tous ces faciès volcaniques. Leur diversité peut être attribuée à un processus de différenciation magmatique, du type basalte à olivine - trachyte. Mais quelques remarques s'imposent d'abord, concernant la situation géographique de ces divers faciès et leur relation avec les terrains encaissants.

## 1 - Les relations entre la nature des roches volcaniques et des sédiments encaissants

Comme le laissait entrevoir l'étude des gisements (p. 62), les considérations pétrographiques confirment l'existence d'une étroite liaison entre la nature des faciès volcaniques et celle des terrains environnants. *La texture et la composition minéralogique des roches vertes changent, en effet, en fonction de la lithologie des sédiments encaissants ; leur localisation dans les diverses zones structurales, a également une influence.*

Les dolérites à hornblende brune, caractérisée par une texture subophitique ou ophitique large, sont, la plupart, associées aux formations calcaires et marneuses des couches de Campoalla. Les différenciations basiques à gros grains, telles que les gabbros et les pegmatitoïdes albitiques, se rencontrent uniquement dans la zone médiane, à proximité des bancs de calcaires cristallins, qui forment les horizons supérieurs des couches de Campoalla.

Les dolérites, à texture ophitique fine et souvent porphyrique, sont en général interstratifiées avec des sédiments schisto-gréseux et marneux, appartenant aux séries de transition entre les couches du Tambor et celles de Campoalla. Les spilites et les kératophyres sont nettement localisés au sein des faciès détritiques des couches du Tambor, à caractère de flysch, avec alternance de schistes, de grès arkosiques et de psammites ; leur développement est surtout important dans la zone lorène (gisements du Huesna, des Cabezas, du Galapagar). Enfin les labradorites, à texture parfois ophitique, n'existent qu'en association avec les formations ordoviciennes du Parroso (Llandeilo - Caradoc) ; elles sont accompagnées par une grande quantité de tufs et de phtanites.

## 2 - Considérations sur la formation des faciès volcaniques

Il est difficile de se faire une idée exacte sur la parenté magmatique de tous ces faciès volcaniques, sans tenir compte des données chimiques (voir chap. suivant). Mais, les ressemblances pétrographiques sont assez évidentes pour admettre une origine profonde commune de tout ce matériel basique. Les considérations précédentes semblent prouver que la nature du milieu dans lequel ont été émises ces roches éruptives a eu une influence importante sur leur mode de cristallisation, à partir d'un magma basaltique.

Ainsi les spilites, qui se sont mis en place sous la forme de coulées sous-marines dans des sédiments grossiers, ont subi une sorte de trempe qui explique leur cristallinité peu développée. *La formation des dolérites, qui sont caractérisées par une cristallinité beaucoup plus grande et le développement de texture ophitique, a été sans doute favorisée par la présence d'anions  $\text{CO}_3^{--}$  et  $\text{Cl}^-$ , au moment de leur cristallisation (Sadran, 1952). L'existence de ces anions dans ce milieu est d'autre part prouvée par l'apparition de diopside lors du métamorphisme hercynien de cette série. L'action de ces agents volatils a été également prépondérante dans la naissance des différenciations gabbroïques au sein des dolérites. Tous ces faciès, spilite, dolérite, gabbro, ont donc cristallisé au-milieu de la série sédimentaire cambrienne, à des profondeurs plus ou moins grandes.*

Les labradorites, qui sont peu abondantes et dont l'émission est plus tardive (Ordovicien) dans un milieu récifal, présentent au contraire des caractères de roches s'étant consolidées pratiquement à l'air libre. Le volcanisme, qui les a mises en place, a eu un dynamisme plus explosif, comme le laisse présumer l'importance des lits pyroclastiques.

Les phénomènes de différenciation magmatique (cristallisation fractionnée) ont sans doute joué un rôle dans la naissance des kératophyres, à partir des faciès basaltiques. Cette série volcanique serait de nature comparable à la séquence alcaline basalte - trachyte des domaines océaniques.



## ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES ROCHES VERTES

Plusieurs échantillons, représentatifs de chaque catégorie de roches vertes, ont été analysés au laboratoire du C.R.P.G. de Nancy. Le but de cette étude consiste à retrouver à l'aide des données chimiques, la parenté qui existe entre les divers faciès volcaniques, et d'en déduire la tendance géochimique de ce volcanisme. Les spilites, en particulier, posent un problème de classification, à cause de leur composition minéralogique à albite et à chlorite.

### 1 - Compositions chimiques des roches volcaniques

Les compositions chimiques des diverses roches volcaniques sont indiquées dans les tableaux VIII, IX et X, ainsi que les paramètres de Niggli.

Tableau VIII : dolérites

Tableau IX : gabbros et pegmatitoïdes

Tableau X : spilites et kératophyres.

Un seul échantillon de labradorite a été analysé (échantillon 484, tableau VIII), car ce faciès, affleurant surtout dans le synclinal du Parroso, est fortement transformé par une cristallisation tardive de prehnite, de calcite et de chlorite.

La lecture des tableaux précédents permet d'avancer les remarques suivantes, concernant les caractères géochimiques de cet ensemble de faciès volcaniques :

- la teneur en  $K_2O$  est très faible en général, et ne présente une valeur élevée que dans les roches contenant de la biotite, d'origine métamorphique.

- les dolérites et les spilites ont des teneurs en  $Al_2O_3$  assez comparables, tandis que les gabbros sont moins alumineux.

- l'oxyde  $Fe_2O_3$  est plus abondant dans les gabbros et les spilites que dans les dolérites.

- la teneur en  $Na_2O$  augmente dans l'ordre dolérite - gabbro - spilite, en même temps que la quantité de  $CaO$  diminue.

Malgré ces variations chimiques, qui caractérisent chaque type de faciès, mis en évidence du point de vue pétrographique, il est possible de reconnaître un certain air de famille à tout cet ensemble volcanique où des termes intermédiaires existent entre chaque catégorie et jalonnent parfaitement sa continuité chimique. Les représentations graphiques font en effet apparaître ce phénomène continu et évolutif.

### 2 - Les diagrammes de variations chimiques

La figure 23 représente les courbes de variations des paramètres de Niggli en fonction du paramètre  $si$ . Les faciès basiques, dolérites, gabbros et spilites, ont des valeurs  $si$  comprises entre 100 et 150, caractéristiques des basaltes en général ; ce paramètre croît des dolérites aux spilites en même temps qu'augmente  $alk$  et diminue  $c$ . Les autres paramètres ne présentent pas d'évolution bien marquée. Quant aux roches plus acides (kératophyres et pegmatitoïdes albitiques), leurs points représentatifs se situent en parfaite continuité sur les tendances de variations, amorcées dans les roches basiques : augmentation de  $alk$  et de  $al$ , diminution de  $c$  ; une certaine discontinuité n'apparaît que dans la courbe  $fm$ , qui accuse une chute rapide à partir de la valeur  $si = 200$ .

Cette représentation graphique des paramètres de Niggli nous permet de conclure que cet ensemble de faciès volcaniques a une origine magmatique commune. Les variations au sein des roches basiques ( $si < 150$ ) sont sans doute dues à des conditions différentes de mise en place ; une différenciation magmatique serait au contraire responsable de la naissance des kératophyres et des pegmatitoïdes albitiques (diminution brusque de  $fm$ ).

Tableau VIII  
Compositions chimiques des dolérites

| <i>Echantillons</i>            | 42     | 308    | 86    | 514    | 248/2 | 41     | 485    | 484   |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|
| Si O <sub>2</sub>              | 49,18  | 49,80  | 48,29 | 46,80  | 47,90 | 48,60  | 47,40  | 45,81 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,91  | 16,86  | 19,58 | 16,64  | 17,78 | 15,23  | 17,37  | 16,95 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,32   | 2,85   | 1,53  | 2,14   | 1,97  | 1,77   | 1,70   | 4,31  |
| Fe O                           | 7,53   | 9,16   | 7,31  | 7,96   | 7,79  | 9,40   | 7,84   | 8,68  |
| Mn O                           | 0,16   | 0,22   | 0,20  | 0,25   | 0,17  | 0,18   | 0,17   | 0,26  |
| Mg O                           | 10,15  | 7,40   | 6,64  | 9,37   | 10,11 | 11,50  | 9,64   | 5,02  |
| Ca O                           | 9,14   | 10,16  | 8,17  | 10,47  | 8,75  | 7,36   | 9,82   | 5,56  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,21   | 2,41   | 2,54  | 1,94   | 2,14  | 2,34   | 1,80   | 2,61  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,12   | 0,12   | 1,38  | 0,42   | 0,18  | 0,60   | 1,44   | 0,48  |
| Ti O <sub>2</sub>              | 0,72   | 0,84   | 0,97  | 1,59   | 1,23  | 1,45   | 1,39   | 0,65  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09   | 0,18   | 0,13  | 0,12   | 0,18  | 0,18   | 0,05   | 0,15  |
| p.f.                           | 1,15   | 0,42   | 2,46  | 2,90   | 1,22  | 1,62   | 2,24   | 8,82  |
| <i>Total</i>                   | 100,68 | 100,42 | 99,20 | 100,60 | 99,42 | 100,23 | 100,86 | 98,70 |
| Densité                        | 2,96   | 3,03   | 2,97  | 3,01   | 3,02  | 3,02   | 2,99   | nd    |

| Paramètres de Niggli |      |      |      |      |      |      |      |      |
|----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <i>si</i>            | 108  | 112  | 118  | 103  | 105  | 106  | 103  | 124  |
| <i>al</i>            | 24   | 22   | 28   | 21   | 23   | 19   | 22   | 27   |
| <i>fm</i>            | 49   | 48   | 42   | 49   | 51   | 58   | 49   | 49   |
| <i>c</i>             | 22   | 25   | 22   | 25   | 21   | 17   | 23   | 16   |
| <i>alk</i>           | 5    | 5    | 8    | 5    | 5    | 6    | 6    | 8    |
| <i>tl</i>            | 1,18 | 1,35 | 1,76 | 2,64 | 1,98 | 2,30 | 2,35 | 1,30 |
| <i>p</i>             | 0,13 | 0,13 | 0,15 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,06 | 0,16 |
| <i>m<sub>g</sub></i> | 0,67 | 0,53 | 0,58 | 0,62 | 0,65 | 0,65 | 0,64 | 0,41 |
| <i>k</i>             | 0,03 | 0,02 | 0,27 | 0,11 | 0,05 | 0,13 | 0,34 | 0,10 |
| <i>qz</i>            | -12  | -8   | -14  | -17  | -15  | -18  | -21  | -7   |
| <i>t</i>             | - 3  | -8   | - 2  | - 9  | - 3  | - 4  | - 7  | 3    |

Tableau IX  
Compositions chimiques de gabbros et des pegmatitoïdes

|                                | GABBROS       |               |               | PEGMATITOÏDES |               |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| <i>Echantillons</i>            | <i>567/1</i>  | <i>567/2</i>  | <i>358</i>    | <i>80</i>     | <i>480</i>    |
| SiO <sub>2</sub>               | 50,35         | 50,43         | 50,40         | 56,60         | 66,60         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,36         | 14,23         | 16,80         | 16,12         | 13,35         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,37          | 4,81          | 5,60          | 3,24          | 8,14          |
| FeO                            | 9,11          | 9,83          | 7,89          | 8,18          | 2,55          |
| MnO                            | 0,16          | 0,30          | 0,17          | 0,15          | —             |
| MgO                            | 9,70          | 5,63          | 4,98          | 4,58          | 0,62          |
| CaO                            | 6,43          | 6,72          | 6,83          | 2,27          | 0,75          |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,68          | 3,08          | 3,48          | 6,70          | 6,97          |
| K <sub>2</sub> O               | 0,84          | 0,24          | 0,18          | 0,36          | 0,24          |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,11          | 2,72          | 1,95          | 2,03          | 0,41          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,07          | 0,29          | 0,37          | 0,91          | —             |
| p.f.                           | 1,07          | 1,73          | 1,95          | 0,32          | 1,13          |
| <i>Total</i>                   | <i>100,25</i> | <i>100,01</i> | <i>100,60</i> | <i>101,46</i> | <i>100,76</i> |
| Paramètres de Niggli           |               |               |               |               |               |
| <i>st</i>                      | 112           | 129           | 129           | 165           | 271           |
| <i>al</i>                      | 20            | 21            | 25            | 27            | 32            |
| <i>fm</i>                      | 55            | 52            | 47            | 47            | 37            |
| <i>c</i>                       | 16            | 19            | 19            | 7             | 3             |
| <i>alk</i>                     | 9             | 8             | 9             | 19            | 28            |
| <i>ti</i>                      | 0,13          | 5,21          | 3,70          | 4,31          | 1,22          |
| <i>p</i>                       | 0,13          | 0,31          | 0,46          | 1,03          | —             |
| <i>mg</i>                      | 0,59          | 0,41          | 0,40          | 0,42          | 0,10          |
| <i>k</i>                       | 0,13          | 0,04          | 0,03          | 0,03          | 0,01          |

Tableau X  
Compositions chimiques des spilites et des kératophyres

|                                | SPILITES |        |       |       |        |       |       |        |        |        | KERATOPHYRES |        |       |
|--------------------------------|----------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------------|--------|-------|
| <i>Ech.</i>                    | 154/2    | 154/5  | 156   | 360   | 142    | 52    | 109   | 469    | 311    | 311/2  | 248/1        | 93     | 51    |
| SiO <sub>2</sub>               | 40,80    | 48,60  | 47,10 | 49,68 | 51,51  | 43,30 | 47,50 | 47,45  | 49,20  | 48,78  | 60,60        | 66,90  | 71,11 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20,55    | 19,65  | 16,00 | 18,00 | 17,54  | 13,33 | 14,65 | 16,05  | 16,15  | 19,24  | 14,31        | 13,95  | 13,69 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,07     | 3,59   | 4,30  | 3,43  | 8,82   | 5,25  | 8,78  | 3,01   | 5,84   | 5,43   | 2,94         | 2,67   | 1,10  |
| FeO                            | 13,02    | 9,48   | 10,18 | 9,75  | 3,37   | 7,88  | 1,33  | 7,69   | 7,45   | 7,69   | 4,29         | 6,46   | 1,80  |
| MnO                            | 0,15     | 0,30   | 0,26  | 0,19  | 0,15   | 0,24  | 0,15  | 0,08   | 0,21   | 0,38   | 0,07         | 0,03   | 0,06  |
| MgO                            | 6,74     | 4,87   | 7,39  | 5,66  | 5,20   | 4,27  | 7,24  | 6,47   | 5,37   | 4,03   | 2,25         | 2,24   | 1,25  |
| CaO                            | 0,52     | 2,06   | 1,51  | 3,62  | 0,65   | 8,55  | 5,49  | 5,85   | 2,62   | 1,36   | 4,11         | 0,33   | 2,65  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,28     | 4,82   | 3,08  | 3,42  | 6,49   | 3,21  | 4,89  | 3,55   | 4,56   | 3,35   | 6,16         | 5,29   | 5,43  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,96     | 0,54   | 1,98  | 0,54  | 0,84   | 0,06  | 0,78  | 1,26   | 0,24   | 0,15   | 0,18         | —      | 0,12  |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,91     | 1,87   | 3,51  | 2,46  | 1,56   | 1,56  | 0,98  | 2,67   | 2,98   | 2,83   | 1,35         | 1,62   | 0,42  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 1,72     | 0,92   | 0,50  | 0,36  | 0,35   | 0,43  | 0,16  | 0,37   | 0,80   | 0,48   | 0,19         | 0,25   | 0,06  |
| p. f.                          | 1,42     | 3,52   | 4,04  | 2,61  | 4,74   | 10,96 | 6,67  | 5,85   | 5,76   | 7,18   | 3,46         | 1,29   | 2,06  |
| <i>Total</i>                   | 98,14    | 100,22 | 99,85 | 99,72 | 101,22 | 99,04 | 98,62 | 100,30 | 101,18 | 100,90 | 99,91        | 101,08 | 99,75 |

Paramètres de Niggli

|            |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <i>si</i>  | 97   | 131  | 123  | 133  | 146  | 116  | 124  | 124  | 142  | 149  | 215  | 270  | 347  |
| <i>al</i>  | 28,5 | 31   | 24,5 | 28   | 29   | 21   | 22,5 | 24,5 | 26   | 34,5 | 30   | 33,5 | 39   |
| <i>fm</i>  | 60,5 | 49,5 | 60   | 52   | 49,5 | 46   | 48,5 | 48   | 53   | 51   | 33   | 44   | 21   |
| <i>c</i>   | 1,5  | 6    | 4    | 10   | 2    | 24,5 | 15,5 | 16,5 | 8    | 4,5  | 15,5 | 1,5  | 14   |
| <i>alk</i> | 9,5  | 13,5 | 11,5 | 10   | 19,5 | 8,5  | 13,5 | 11   | 13   | 10   | 21,5 | 21   | 26   |
| <i>ti</i>  | 5,12 | 3,90 | 6,85 | 5,00 | 3,25 | 3,07 | 2,03 | 5,15 | 6,42 | 6,41 | 3,64 | 4,90 | 1,47 |
| <i>p</i>   | 1,23 | 0,97 | 0,55 | 0,32 | 0,43 | 0,48 | 0,15 | 0,47 | 1,02 | 0,64 | 0,21 | 0,49 | 0,03 |
| <i>mg</i>  | 0,39 | 0,40 | 0,48 | 0,44 | 0,45 | 0,37 | 0,58 | 0,53 | 0,43 | 0,36 | 0,36 | 0,31 | 0,44 |
| <i>k</i>   | 0,21 | 0,06 | 0,29 | 0,09 | 0,08 | 0,01 | 0,10 | 0,20 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0    | 0,01 |
| <i>qz</i>  | -39  | -25  | -23  | -7   | -32  | -18  | -30  | -20  | -10  | 9    | 29   | 86   | 143  |
| <i>t</i>   | 18   | 11,5 | 9    | 8    | 7,5  | -12  | -6,5 | -3   | 5    | 20   | -7   | 11   | -1   |

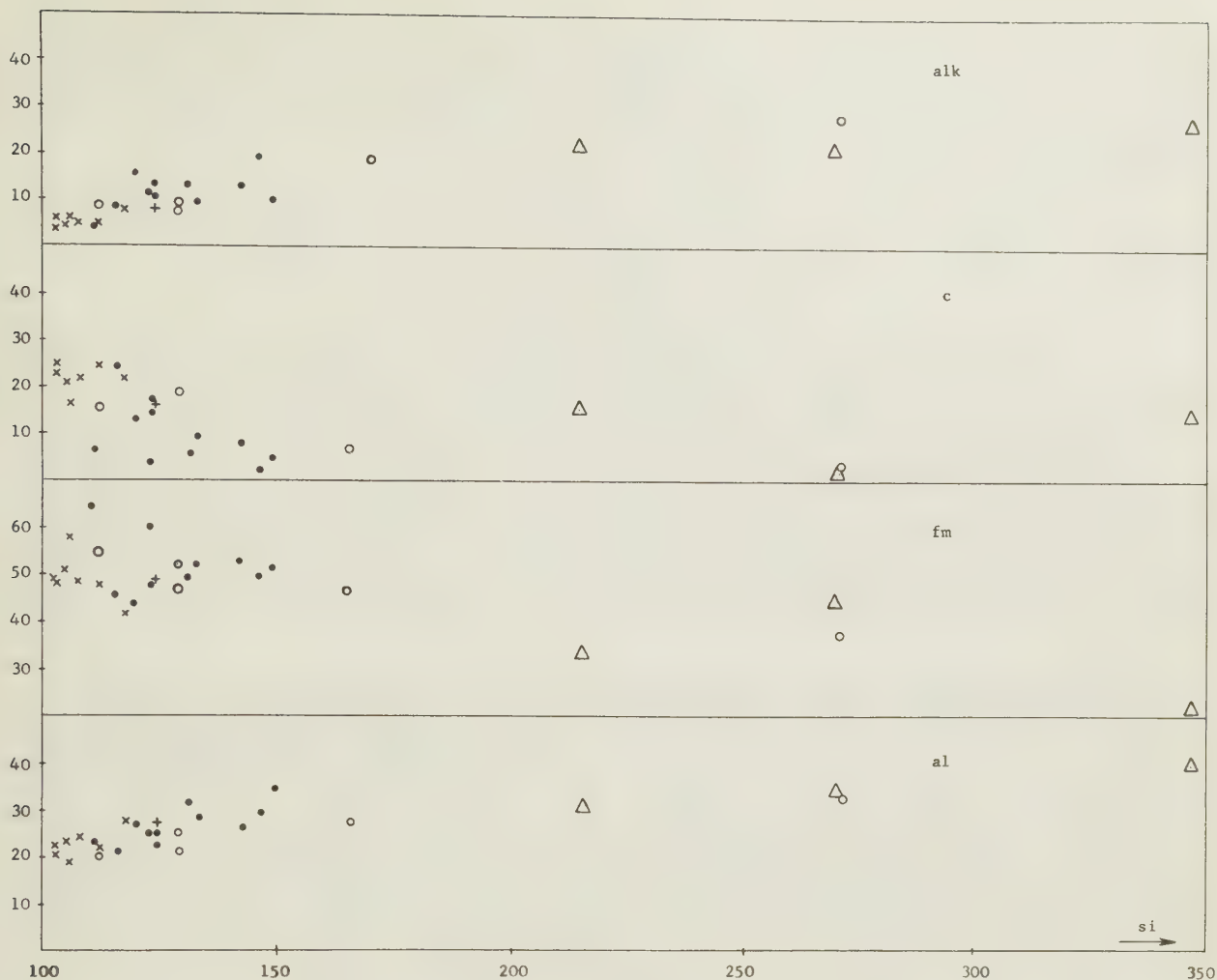


Fig. 23 - Paramètres de Niggli des roches volcaniques

x Dolérite                      ● Spilite  
 + Labradorite                Δ Kératophyre  
 ○ Gabbro et pegmatitofde

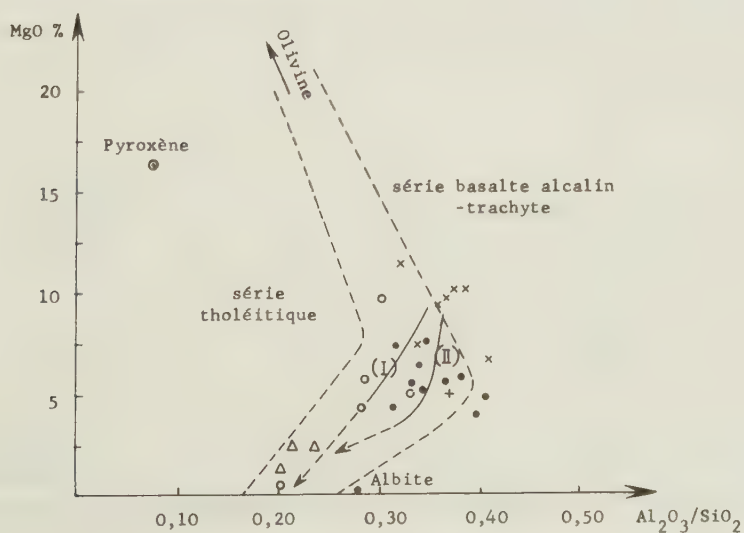


Fig. 24 - Diagramme de différenciation de Murata (mêmes symboles que pour la fig. 23)

I. Série dolérite - gabbro - pegmatitofde  
 II. Série spilite - kératophyre

K.J. Murata (1960) a imaginé un autre mode de représentation graphique pour les données chimiques des roches basaltiques : la variation de la teneur en MgO (en % poids) en fonction du rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  permet de distinguer les séries tholéitiques et alcalines. Dans le cas présent (fig. 24), les roches basiques appartiennent, d'après leurs critères chimiques, à la série alcaline, basalte à olivine - trachyte. Ce diagramme met en évidence trois tendances évolutives, à partir des dolérites à olivine :

- l'évolution dolérite - labradorite (du Parroso), qui suit assez bien la courbe de différenciation de Murata,

- l'évolution dolérite - spilite - kératophyre,

- l'évolution dolérite - gabbro - pegmatitoïde albitique.

Les deux dernières aboutissent à des faciès comparables du point de vue chimique, kératophyres et pegmatitoïdes albitiques, dont les points représentatifs sont légèrement décalés vers la droite par rapport au pôle "trachyte", du fait de la silicification tardive qui les a atteints.

Cette différenciation alcaline des roches volcaniques de la région étudiée apparaît également dans le diagramme triangulaire  $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) - (\text{Na} + \text{K}) - \text{Mg}$ , (fig. 25) où leurs points représentatifs se groupent assez bien le long des courbes de variations correspondant aux suites basalte alcalin - trachyte d'Ecosse (*courbe 1*) et de Polynésie (*courbe 2*). A partir du domaine des dolérites, les gabbros-pegmatitoïdes et les spilites - kératophyres ont d'abord des évolutions à peu près identiques se traduisant par un enrichissement en fer  $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$  ; l'alcalinisation, qui caractérise la deuxième partie de ces différenciations, est plus accentuée dans les kératophyres que dans les roches à gros grains.

### 3 - Les relations chimiques entre les dolérites et les gabbros - pegmatitoïdes

Les trois représentations graphiques mettent en évidence la parenté étroite qui lie les dolérites et les gabbros, et confirment par conséquent les critères géologiques (taches diffuses de roches à gros grains dans les dolérites) et les caractères pétrographiques. Cependant cette différenciation s'accompagne de certaines variations chimiques, telles qu'une augmentation légère des teneurs en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  ; ce phénomène correspond au fait que les plagioclases des gabbros sont plus acides ( $\text{An} = 45\%$ ) que ceux des dolérites associées. Cette même tendance s'amplifie dans les faciès pegmatitoïdes, dans lesquels elle se traduit minéralogiquement par l'apparition d'albite. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  sont encore exagérées dans certaines roches albitiques (échantillon 480), qui sont caractérisées par une cristallisation de quartz, d'origine métasomatique.

F. Walker (1953) a montré l'intérêt de considérer les rapports :

$$(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) \text{ et } \text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$$

pour comparer la géochimie des dolérites et de leurs différenciations pegmatitiques. Le diagramme  $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})-(\text{Na} + \text{K})-\text{Mg}$  indique déjà une augmentation de la proportion du fer total par rapport au magnésium. Le tableau XI donne les valeurs des deux paramètres.

Tableau XI

| Echantillons                                                                                   | 567/1 | 567/2 | 358  | 80/1 | 480  | Moyenne des dolérites |
|------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|-------|------|------|------|-----------------------|
| $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} :$                           | 0,27  | 0,33  | 0,41 | 0,28 | 0,76 | 0,19                  |
| $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} :$ | 0,56  | 0,72  | 0,73 | 0,71 | 0,94 | 0,54                  |

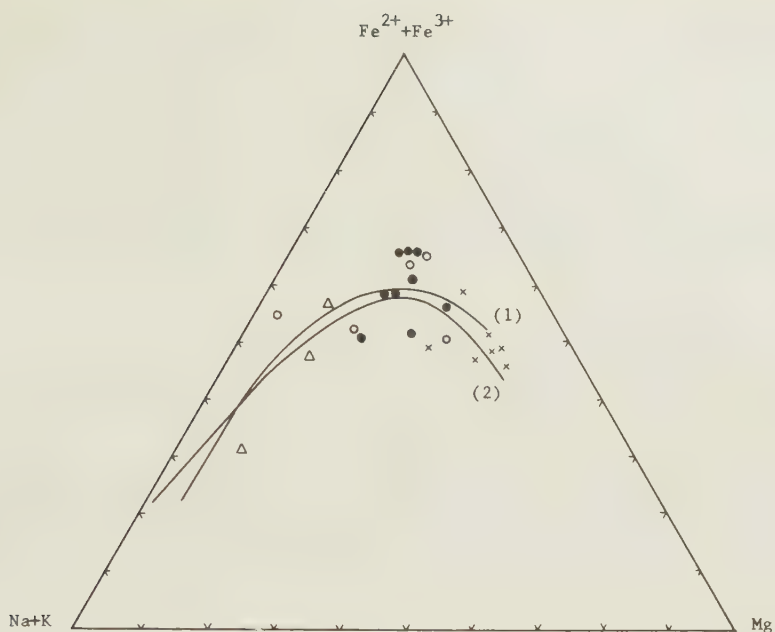


Fig. 25 - Diagramme  $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ -(Na + K)-Mg (proportions en poids) (mêmes symboles que pour la fig. 23)

1. Série basalte alcalin - trachyte d'Ecosse
2. Série basalte alcalin - trachyte de Polynésie

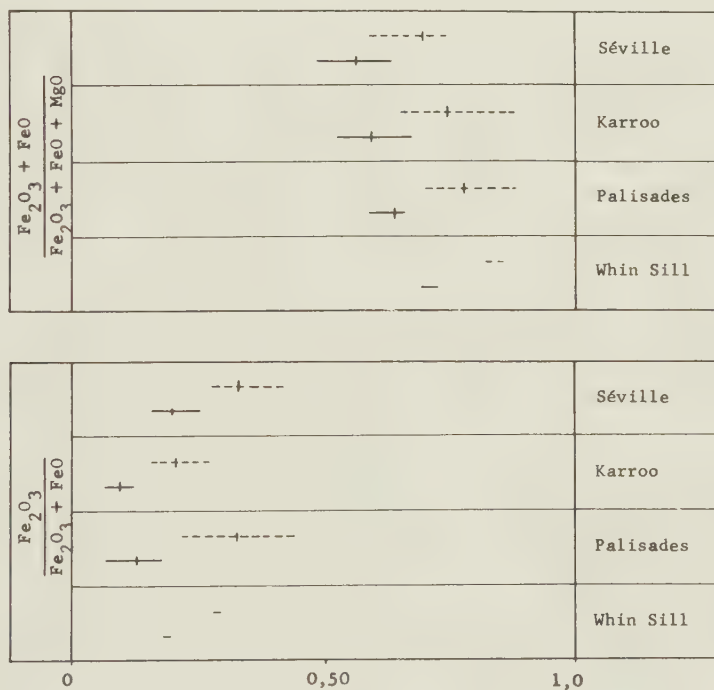


Fig. 26 - Variations des rapports  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$  dans diverses associations dolérite - pegmatitoïde basique.

Trait plein : dolérites  
 En Tirété : pegmatitoïdes  
 Trait vertical : moyenne

Ces résultats rejoignent les conclusions de F. Walker (1953), au sujet des pegmatites basiques du Karroo, du Palisade Sill et du Whin Sill, et qui sont résumées dans la figure 26. Toutes les différenciations à gros grains sont caractérisées par un enrichissement en fer et une augmentation du degré d'oxydation par rapport aux dolérites coexistantes. Cette tendance est plus poussée dans les pegmatitoïdes en filons sécants (échantillon 480) que dans les gabbros constituant des taches diffuses ou des schlierens ; ce phénomène semble général d'après les études de F. Walker.

Les caractères chimiques de ces faciès particuliers, fortes teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , sont "en accord avec le sens de différenciation de toute province basaltique normale". Les pegmatitoïdes albitiques en filons sécants se seraient formés à un stade plus tardif de différenciation que les gabbros en taches diffuses.

#### 4 - Les caractères chimiques des spilites et des kératophyres

La forte teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  comparativement à la teneur faible en  $\text{SiO}_2$  confère aux spilites leur caractère original. Les paramètres pétrochimiques de Niggli permettent de les comparer avec les autres faciès basiques de la région étudiée. (tableau X et fig. 23).

Ces roches ont un paramètre  $qz$  en général négatif, et comparable à celui des dolérites ; elles sont donc légèrement sous-saturées. La saturation (ou la sursaturation), que pourrait entraîner la présence d'albite, est en effet compensée par le développement de chlorite, minéral fortement déficitaire en silice. Les courbes de variations en fonction du paramètre  $si$  ont également montré la parenté étroite entre ces deux types de faciès basiques dont de nombreux points représentatifs sont mélangés.

L'évolution géochimique de cette série volcanique apparaît cependant mieux si le paramètre  $mg$  est pris comme facteur de différenciation ; les autres paramètres de Niggli varient alors de façon continue et sans hiatus en fonction de  $mg$  (fig. 27). Ainsi, comme la quantité de  $\text{K}_2\text{O}$  est faible ( $k \neq 0,1$ ), nous pouvons affirmer que le rapport  $\text{Na}/\text{Ca}$  croît fortement des dolérites aux spilites, et devient supérieur à 1. Des termes intermédiaires existent, comme les échantillons 469 et 52, entre ces deux catégories de roches et soulignent leur continuité chimique, déjà signalée par C.F. Park (1946) et M. Vuagnat (1946, 1951).

Le paramètre  $t$  ( $= al - alk - c$ ), nul ou faiblement négatif pour les dolérites, devient largement positif pour les spilites typiques. Cet excès d'aluminium, après la formation des feldspaths, traduit la présence de chlorite dans la trame intersertale de ces roches. Ce même résultat peut être obtenu en utilisant le diagramme chimico-minéralogique, défini par H. de la Roche (1958) et qui relie directement la composition chimique à la composition minéralogique (fig. 28). Les points représentatifs des spilites sont situés dans le champ (Feldspath - Chlorite - Biotite - Magnétite), tandis que ceux des dolérites sont concentrés dans le triangle (Feldspath - Olivine - Augite). Cette représentation met donc en évidence une augmentation du rapport  $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})/(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})$ , qui est supérieur à 1 pour les spilites et inférieur à 1 pour les dolérites.

Les faciès spilitiques se différencient aussi des dolérites par des concentrations plus fortes en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  (voir courbes  $ti$  et  $p$ , fig. 27). Ils semblent d'autre part plus riches en fer, comme le laisse prévoir la variation du paramètre  $mg$  ; le diagramme  $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+}$  (fig. 29), en cations %, montre assez bien cet accroissement de la proportion de fer total, et indique de plus un degré d'oxydation plus élevé : le rapport  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  des spilites dépasse 0,3, valeur maximum des dolérites. Ce phénomène est dû au développement d'hématite, dont les granules pigmentent toute la masse de ces faciès.

En résumé, les caractères chimiques des spilites, comparés à ceux des dolérites ou des basaltes "normaux", présentent les variations suivantes.

- 1/ Augmentation de  $\text{Na}_2\text{O}$  et diminution de  $\text{CaO}$
- 2/ Augmentation du fer total
- 3/ Degré d'oxydation du fer plus élevé
- 4/ Augmentation de  $\text{TiO}_2$  et de  $\text{P}_2\text{O}_5$
- 5/ Augmentation de l'eau combinée.

Toute interprétation génétique de ces faciès devra donc tenir compte de ces variations, dont la première est la plus importante.

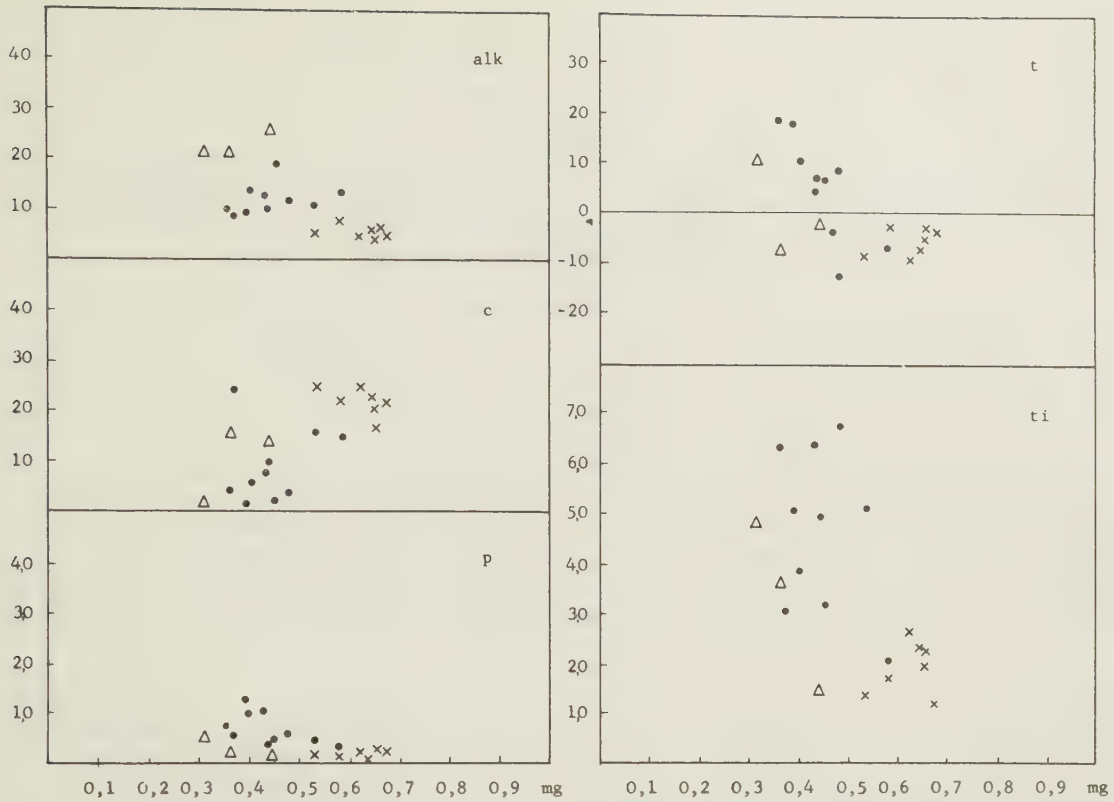


Fig. 27 - Variations des paramètres de Niggli des roches basiques en fonction de  $mg$  (Province de Séville) (mêmes symboles que pour la fig. 23)

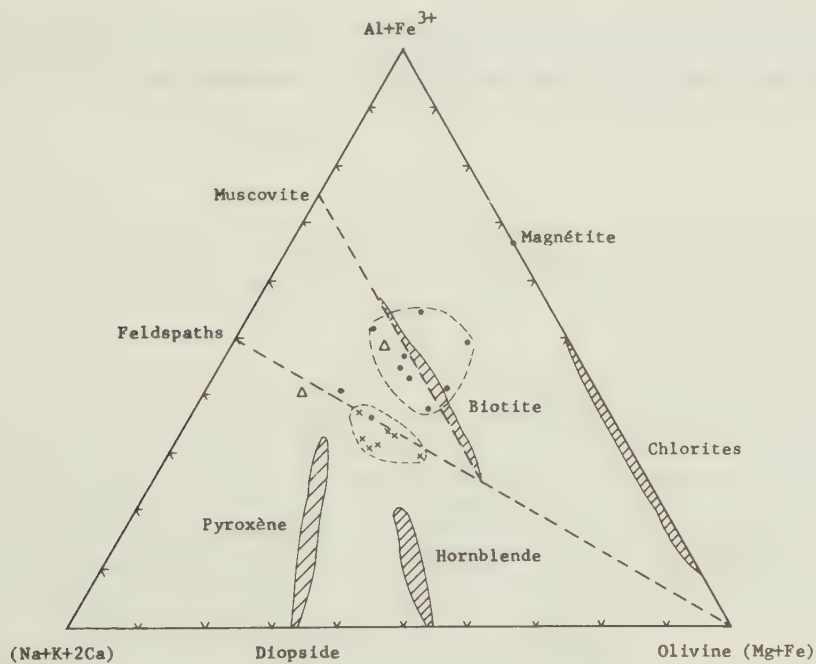


Fig. 28 - Diagramme  $(Al + Fe^{3+})-(Na + K + 2 Ca)-(Mg + Fe)$  des spilites et des dolérites (Province de Séville) (mêmes symboles que pour la fig. 23)

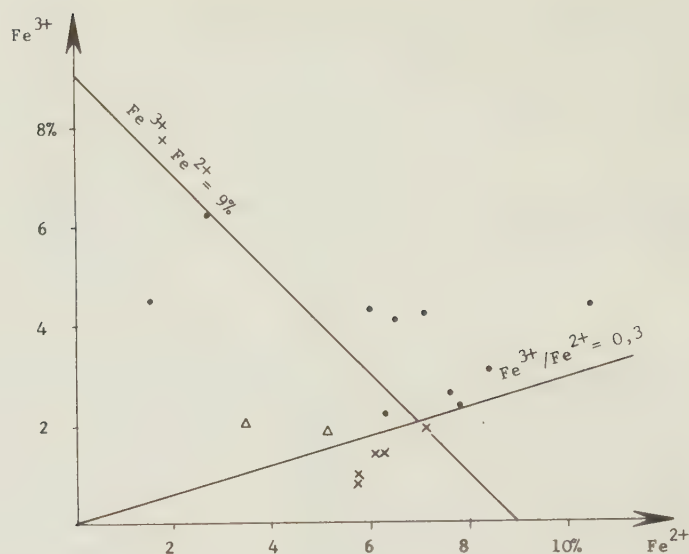


Fig. 29 - Diagramme  $Fe^{3+}$ - $Fe^{2+}$  (pour 100 cations) des spilites et des dolérites (Province de Séville)  
(mêmes symboles que pour la fig. 23)

## 5 - Conclusions

L'étude chimique de cet ensemble volcanique confirme donc les arguments géologiques et pétrographiques qui démontrent l'origine commune de tous ces faciès. Ils appartiennent à une série alcaline ou à la rigueur sodico-calciqque, comparable aux associations plus récentes basalte alcalin - trachyte, connues dans les domaines océaniques. Cependant deux tendances évolutives se dessinent à partir des termes les plus basiques (dolérites à olivine) ; c'est ainsi que les séquences dolérites-gabbros-pegmatitoides et dolérites-spilites-kératophyres ont pu être mises en évidence, se traduisant toutes deux du point de vue chimique par une augmentation des teneurs en  $Na_2O$ , en  $SiO_2$  et en fer, et du degré d'oxydation, mais avec des amplitudes différentes dans les deux cas. Ces variations relatives seront utiles pour interpréter les modalités de ce volcanisme paléozoïque.

## CHAPITRE IV

# CONSIDÉRATIONS PÉTROGÉNÉTIQUES SUR LES FACIÈS VOLCANIQUES DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

## INTRODUCTION

Les manifestations volcaniques, qui se sont produites au cours du Paléozoïque inférieur, ont donné naissance à plusieurs types de roches, principalement basiques. Leur étude pétrographique et chimique a montré qu'ils se groupaient en deux associations, dolérite - gabbro - pegmatitoïde albitique et spilite - kéraatophyre, ayant suivi des évolutions parallèles. L'étude du terrain indique d'autre part que ces deux types de manifestations volcaniques sont contemporains (Cambrien - Ordovicien) et révèle aussi une liaison étroite entre la nature des roches ignées et celle des sédiments encaissants.

Dans ce chapitre, nous essaierons de voir dans quelle mesure la constitution lithologique de la série sédimentaire du Paléozoïque inférieur et le milieu d'émission ont pu influencer sur la différenciation des faciès volcaniques.

## L'ORIGINE DE LA SÉRIE DOLÉRITE - GABBRO - PEGMATITOÏDE

Cette suite de roches volcaniques est essentiellement caractérisée par les textures ophitiques ou sub-ophitiques, qui peuvent devenir grenues dans les différenciations gabbroïques ou pegmatitoïdiques, ou au contraire passer à des textures typiquement microlitiques (labradorites à olivine). Nous allons voir que la différence entre labradorite et dolérite semble résider simplement dans le mode de cristallisation du matériel effusif.

### 1 - Caractères généraux

Tous ces faciès holo-cristallins constituent des sills à l'intérieur des couches de Campoalla, riches en niveaux carbonatés, plus ou moins dolomitiques. Les roches à cristallinité plus élevée sont étroitement associées aux bancs de calcaires cristallins. Comme l'ont montré les critères géologiques, (chap. I, p. 62), ces roches se sont mises en place au sein de la série sédimentaire, marno-calcaire, en milieu marin.

*Les labradorites ont été émises au contraire dans un domaine subaérien récifal avec un dynamisme assez explosif, ayant entraîné la formation de couches pyroclastiques importantes.*

Malgré cette distinction de gisements, l'étude pétrographique révèle de nombreuses analogies entre les roches doléritiques et microlitiques. Les coulées labradoritiques renferment des passées de dolérites, qui sont difficiles à délimiter exactement, étant donné les transitions progressives de ces deux faciès. D'autre part, les labradorites à olivine présentent des embryons de texture ophitique, dus à l'agencement particulier des lattes de labrador autour des phénocristaux de pyroxène. La nature des minéraux ferromagnésiens varie aussi avec le faciès volcanique :

|                    |                                            |
|--------------------|--------------------------------------------|
| Labradorite        | : olivine - pyroxène.                      |
| Dolérite à olivine | : pyroxène - olivine - (hornblende brune). |
| Dolérite           | : pyroxène - hornblende brune.             |

Ainsi la disparition du périclase s'accompagne du développement de plus en plus important de l'amphibole. La présence de minéraux hydratés est donc un trait caractéristique des dolérites. Dans

les pegmatitoïdes albitiques, qui sont les plus différenciés, les amphiboles sont d'ailleurs les seuls minéraux colorés qui interviennent dans la composition minéralogique.

Enfin les pyroxènes sont les espèces communes à ces trois types de roches. Les labradorites sont constituées de phénocristaux de *salite*, dont la composition est approximativement  $Wo_{48} En_{41} Fs_{11}$  ; les microlites qui sont très abondants dans le fond de la roche, ont une composition moins calcique, voisine de  $Wo_{43} En_{42} Fs_{15}$ . Ce phénomène a été décrit de nombreuses fois, en particulier par H. Kuno (1955) qui mit en évidence un remplacement des ions  $Ca^{2+}$  de la salite par des ions  $Fe^{2+}$  au cours de la cristallisation des pyroxènes monocliniques des laves de Izu - Hakone (Japon). Dans les dolérites, la composition des augites oscille entre les valeurs  $Wo_{38} En_{39} Fs_{23}$  et  $Wo_{41} En_{40} Fs_{19}$ , proches par conséquent de celles des microlites basaltiques (fig. 30). Cette continuité dans la nature des pyroxènes, constituant respectivement les labradorites (phénocristaux et microlites) et les dolérites, fournit un argument supplémentaire pour montrer les liaisons pétrogénétiques de ces divers faciès. L'existence d'augite calcique seule et l'absence de pigeonite ou de pyroxène orthorhombique confirment d'autre part que cette série volcanique provient de la cristallisation d'un magma "basaltique alcalin", (Wilkinson, 1956), comme l'avait indiqué l'étude chimique (diagramme de Murata, fig 24, p. 79).

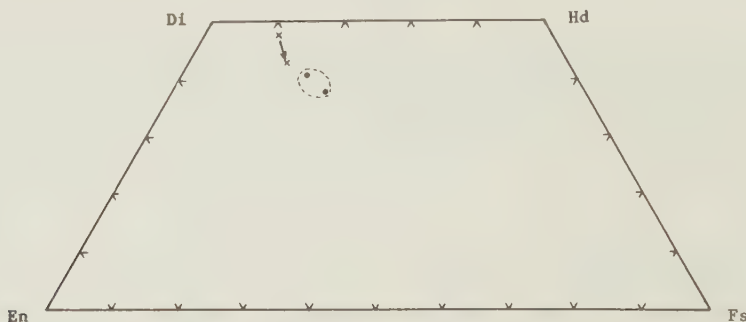


Fig. 30 - Compositions des pyroxènes des dolérites et des labradorites (Province de Séville)

Point : dolérite

Croix : labradorite ; la flèche indique la composition des microlites pyroxéniques

Cet ensemble de roches basiques présente donc des caractères communs évidents. Pour expliquer leur différenciation, il faudra envisager deux problèmes concernant respectivement les modifications minéralogiques (apparition de hornblende) et les variations de textures.

## 2 - Les données expérimentales sur la cristallisation des basaltes

De grands progrès expérimentaux ont été réalisés au sujet de l'influence de l'eau sur la composition minéralogique des matériaux basaltiques. H.G.F. Winkler (1954) a réussi la synthèse d'une amphibole à partir d'un basalte riche en feldspaths, transformé ainsi en amphibolite. H.S. Yoder et C.E. Tilley (1962) se sont livrés également à une série d'expériences intéressantes sur la cristallisation des basaltes hawaïens, dans des conditions de pression de vapeur d'eau allant de 1 à 10 kilobars et dans un intervalle de 600° à 1250°C. Les résultats obtenus par ces auteurs montrent que l'amphibole peut coexister avec le pyroxène monoclinique dans un certain intervalle de température (900 - 1000°) et de pression ( $P_{H_2O} > 1400$  bars). En présence d'un excès d'eau, il se forme un "gabbro à hornblende" à des températures relativement basses. Ainsi il est possible d'admettre à la lueur de ces expériences qu'un magma basaltique cristallise en donnant l'association minérale olivine - pyroxène - plagioclase dans des conditions "anhydres", ou de faible pression de vapeur d'eau. La présence d'eau, au contraire, favorise la formation de "gabbro à hornblende", dans lequel l'amphibole se développe aux dépens de l'olivine d'abord et du pyroxène ensuite.

Un autre type d'expérimentation a été effectué par G. Sadran (1952, 1956) sur du matériel basaltique d'Oranie, dans le but de reconstituer synthétiquement les textures des roches basiques. Cet auteur a mis en évidence le rôle que joue la présence d'anions, tels que  $Cl^-$  et  $CO_3^{2-}$ , dans l'apparition des textures ophitiques et grenues, tout à fait comparables à celles des dolérites et des gabbros.

Les données expérimentales que nous possédons actuellement sur la cristallisation d'un matériel à composition basaltique, sont donc susceptibles de fournir des arguments supplémentaires pour expliquer la diversité des roches, constituant la série basalte - dolérite - gabbro.

### 3 - Conclusions

Les critères géologiques et pétrochimiques permettent donc de conclure que tous les faciès de cette série volcanique sont issus d'un même magma, du type basaltique alcalin. Leur diversité provient simplement de conditions différentes lors de la mise en place de ce matériel. Les labradorites à olivine qui ont été émises de façon sub-aérienne à l'Ordovicien avec un dynamisme vulcanien, ont subi par conséquent un dégazage important ; leur cristallisation s'est faite en l'absence d'eau et d'éléments volatils, donnant une composition minéralogique normale : labrador - olivine - diopside. Ce faciès est donc peu différencié.

Le matériel basique, qui est apparu dans les sédiments carbonatés, non consolidés et gorgés d'eau de mer, des couches de Campoalla, a été soumis, au contraire, à une action hydrothermale et catalysatrice de la part du milieu ambiant lors de sa cristallisation. La pression régnant dans un tel domaine de semi-profondeur a pu également empêcher le dégazage, du moins en partie, de la lave.

*Le refroidissement du magma basaltique s'est donc fait en présence d'eau et d'anions  $Cl^-$  et  $CO_3^{--}$ , provenant soit du milieu extérieur (eau de mer et sédiments carbonatés), soit de la rétention des gaz dissous dans le magma. Ces conditions ont favorisé alors l'apparition d'amphibole et de pyroxène, au détriment des péridots et la cristallisation des minéraux suivant la texture ophitique qui confère aux dolérites leur originalité.*

## L'ORIGINE DE LA SÉRIE SPILITIQUE

Tous les géologues travaillant sur les spilites ont été frappés par l'étrangeté de ces roches, due au fait qu'aucune coulée spilitique n'a pu être observée de nos jours. M. Vuagnat (1952) a mis l'accent sur cette particularité dans un article de portée générale ; mais il ne faut pas se hâter de conclure, car nous connaissons très peu de chose sur les coulées sous-marines actuelles ou récentes, étant données les difficultés matérielles que pose leur observation directe.

### 1 - Les caractères généraux des spilites

L'originalité des spilites est triple : géologique, pétrographique et chimique. Comme le matériel que nous avons étudié a perdu en partie ses caractères originels, nous serons obligés de faire souvent appel aux travaux effectués dans d'autres régions pour établir un inventaire aussi complet que possible des particularités qui caractérisent les spilites.

#### a) Originalité géologique

La plupart des auteurs reconnaissent actuellement que le faciès spilitique se rencontre dans les formations volcaniques géosynclinales. Ces roches font partie généralement du cortège ophiolitique de diverses chaînes de montagnes et se sont mises en place pendant la phase géosynclinale, selon le schéma général imaginé par F. Kossmat (1921) et repris par la suite dans de nombreux ouvrages généraux : J.H.F. Umbgrove (1947), H. Stille (1941), F. Turner et J. Verhoogen (1951).

Le volcanisme sous-marin accompagnant la sédimentation dans les géosynclinaux serait essentiellement basique. Mais les spilites, et les ophiolites de façon plus générale, ne se rencontrent pas dans tous les géosynclinaux ; ils ne constituent d'autre part qu'une faible quantité des matériaux volcaniques mis en place en même temps que les sédiments. Comme le fait remarquer G.W. Tyrrell (1937), les "basaltes géosynclinaux" sont surtout "de vrais basaltes bien que présentant une tendance marquée à être accompagnés par des spilites (basaltes albitiques)". Dans la région de Séville, les spilites sont intimement associés à des basaltes et des dolérites "normaux", qui constituent la majorité des roches vertes incluses dans la série paléozoïque. Ce caractère a été souligné, à la suite de Tyrrell, par de nombreux géologues, par exemple, pour ne citer que les auteurs de langue française, P. Routhier (1946), L. Dubertret (1937), J.H. Brunn (1958).

L'association sédiments - spilites offre certaines particularités. La série sédimentaire comprend le plus souvent des roches clastiques telles que grauwackes, arkoses, grès et schistes noirs auxquelles s'ajoutent parfois quelques bancs calcaires et surtout des lits de radiolarites (Routhier, 1946). D'autre part, lorsque la roche encaissante est calcaire, il n'est pas rare de trouver au contact des gisements un véritable mélange de calcaire et de roche basique. M. Vuagnat (1951) a mis l'accent sur ces *mictites*, à la suite des observations de W. Nabholz (1945) "sur l'existence de

*Mischgestein* localisées au bord de sills ophiolitiques épimétamorphiques" dans le Valsertal (Grisons, Suisse). Nous avons signalé des phénomènes identiques dans l'étude des gisements d'Andalousie, en particulier dans la région du Mazuecos.

Enfin les spilites adoptent souvent des structures de *pillow-lavas*(1) (laves en coussins). Ce caractère structural est relié par de nombreux auteurs au mode d'épanchement sous-marin des laves. Cependant beaucoup de faciès spilitiques ne présentent pas de telles structures.

En résumé, les spilites peuvent être considérés comme des roches volcaniques basiques mises en place pendant la sédimentation géosynclinale. Les récents travaux de M. Vuagnat et J.H. Brunn sur les ophiolites alpines et balkaniques semblent indiquer que ces épanchements se produisent "à la faveur de fissures de cisaillement et de distension localisées au voisinage de la flexure continentale" bordant une fosse marine. Les roches vertes de type ophiolitique auraient donc une signification intéressante au point de vue paléogéographique (*suture ophiolitique* de J.H. Brunn, 1961).

#### b) Originalité pétrographique

La composition minéralogique des spilites est dominée par la présence d'albite, dont les cristaux sont généralement disposés suivant une texture intersertale ou arborescente (Vuagnat, 1946). Le fond de la roche, entre les baguettes d'albite, est occupé par une masse de minéraux dont les principaux sont la chlorite, la calcite, l'actinote et parfois l'augite. Cette association minérale est une association de "basse température" qui contraste avec celles que nous avons l'habitude de rencontrer dans les roches volcaniques.

Les déterminations optiques permettent d'affirmer que l'albite de ces roches correspond à la forme *Basse Température*, si l'on accorde une entière confiance aux travaux de Köhler. Dans les nombreux exemples décrits dans la littérature, les cristaux d'albite présentent souvent des cœurs ou des résidus de plagioclases plus calciques dont ils dérivent. Cependant de nombreux auteurs ont signalé l'existence de cristaux de feldspaths sodiques, parfaitement limpides et non altérés au sein de plages d'augite ; ce caractère amène ces auteurs à attribuer une origine primaire à ce minéral. Nous avons décrit, dans le cas des spilites andalous, des exemples de cristaux rachitiques et flexueux d'albite, ayant l'aspect des cristallites de laves vitreuses.

Certaines variétés de spilites, en particulier celles de l'île Nord de Nouvelle Zélande (Battey, 1956), renferment de l'augite, qui se présente sous un habitus peu commun : ces petits cristaux de pyroxène sont groupés en agrégats plus ou moins fibro-radiés en spirales, "*cervicorn augite*"(2).

La chlorite est de loin le minéral ferromagnésien le plus fréquent des spilites ; son développement peut prendre deux aspects. Elle remplace certains minéraux préexistants tels que pyroxène ou olivine (exemples décrits en particulier par M. Vuagnat, 1946, G.D. Nicholls, 1958...), dont subsistent souvent les contours ; elle est souvent accompagnée par de la calcite, comme nous l'avons observé dans les échantillons 108 et 109 (voir p. 71)

La chlorite se développe d'autre part de façon interstitielle, constituant au début de petites amygdales : *incipient amygdalae* de G.D. Nicholls (1958), *pools* de M.H. Battey (1956).

Une autre particularité pétrographique se rencontre dans les spilites possédant une structure de *pillow-lava*, qui s'accompagne d'une variation de la composition minéralogique et de la texture entre le centre et le bord du coussin. Ce phénomène qui fut décrit pour la première fois par F. Slavik (1926) a fait l'objet de recherches approfondies de la part de certains pétrographes, en particulier M. Vuagnat (1946), F.C. Jaffé (1955) et G.D. Nicholls (1958). Les faits observés par ces différents auteurs semblent concorder parfaitement et peuvent se résumer de la façon suivante.

La texture est intersertale au centre du coussin et devient de plus en plus divergente et arborescente vers la bordure, où apparaît souvent une texture variolitique grâce au développement intense de sphérolites d'albite. D'autre part, la quantité de cristaux d'albite croît du centre jusqu'à la périphérie, tandis que la quantité de chlorite décroît. Enfin "entre les coussins, existe une masse interstitielle, appelée matrice, constituée uniquement par de la chlorite". Dans le gisement du Galapagar, les coussins montrent un zonage de ce type, caractérisé surtout par l'existence d'une périphérie variolitique, que l'érosion différentielle fait apparaître nettement (planche I, fig. 4).

-----  
(1) Traduction exacte : laves en oreillers. Les géologues de langue française emploient de préférence le terme de coussin.

(2) "Cervicorn augite" : augite en forme de corne de cerf.

### c) Originalité chimique

Comme le laisse prévoir la composition minéralogique, les spilites sont des roches caractérisées par une teneur élevée de  $\text{Na}_2\text{O}$  et une teneur faible en  $\text{K}_2\text{O}$ . Comparés aux basaltes et aux dolérites qui renferment des quantités analogues de silice, ces faciès semblent être plus riches en  $\text{TiO}_2$  et peut être en  $\text{P}_2\text{O}_5$ , alors que la chaux et la magnésie sont sans doute moins abondantes. Comme nous l'avons remarqué antérieurement, (chap. III, p. 82), il est possible de trouver toutes sortes d'intermédiaires chimiques entre les basaltes et les spilites.

L'étude des caractères géologiques, pétrographiques et chimiques montre, à ces trois stades d'observations, les liaisons étroites qui doivent exister entre les roches basaltiques, les dolérites et les faciès spilitiques. Cependant de nombreux problèmes se posent sur ces relations et sur le mécanisme de cette différenciation pétrographique.

## 2 - Discussion sur la formation des laves spilitiques

La formation des laves spilitiques pose un problème qui a reçu des solutions variées. A l'exception des pétrographes qui considèrent les spilites comme des basaltes métamorphisés et rejettent donc le terme même de spilite (Fairbairn, 1934 - Johannsen, 1939 - Hentschell, 1952), les auteurs ont émis des hypothèses que l'on peut grouper suivant deux idées générales :

- cristallisation directe à partir d'un magma particulier, de composition spilitique.
- cristallisation d'un magma basaltique dans des conditions particulières.

Nous allons discuter ces différentes hypothèses...

### a) Magma spilitique ou magma basaltique ?

Les faciès spilitiques proviennent-ils de la cristallisation directe à partir d'un magma particulier, caractérisé par une faible teneur en  $\text{SiO}_2$  et une forte proportion de  $\text{Na}_2\text{O}$ . Les premiers H. Dewey et J.S. Flett (1911) ont admis l'existence d'un tel magma. Plus récemment, E. Niggli (1944), M. Vuagnat (1946) avancent aussi l'hypothèse d'un magma spilitique, au sein duquel se produit une immiscibilité lors de l'épanchement et de la consolidation.

Ces théories ont été souvent avancées à la suite d'observations effectuées dans des régions où les spilites étaient seuls présents. Or, comme le soulignent G.W. Tyrrell (1937), F. Turner et J. Verhoogen (1951), les basaltes communs sont en général plus abondants que les spilites dans les séries géosynclinales. Il est difficile d'admettre l'existence de deux magmas différents pour expliquer l'origine de deux faciès aussi intimement associés, parfois même à l'intérieur d'un même sill (exemple décrit antérieurement dans la région du Mármol). Aussi l'accord est-il à peu près complet aujourd'hui pour considérer un magma basaltique comme la source primaire du matériel spilitique.

### b) Les problèmes posés par l'évolution spilitique des magmas basaltiques

Il apparaît donc que l'hypothèse de l'existence d'un magma spilitique doit-être rejetée. Il faut maintenant expliquer les modalités qui empêchent un magma basaltique de cristalliser sous la forme d'un basalte normal. Toute théorie génétique doit alors tenir compte de deux particularités évidentes des laves spilitiques :

- du point de vue minéralogique, la coexistence d'association albite - chlorite dont les relations texturales semblent indiquer une cristallisation primaire, et de minéraux (plagioclase, olivine) ayant subi des transformations métasomatiques (chlorite, calcite).

- du point de vue chimique, le caractère éminemment sodique des spilites comparativement aux basaltes.

Le coté géochimique de ce problème a été très souvent négligé ; les travaux ont porté en général sur les probabilités d'équilibre des associations minérales, sur le mécanisme de différenciation, sans tenir compte du caractère anormalement sodique de ces roches.

### c) Les différentes hypothèses possibles

La formation des laves spilitiques à partir d'un magma basaltique a suscité trois sortes d'hypothèses, avec de nombreuses variantes.

## Différenciation magmatique

L'école de Niggli et en particulier son représentant M. Vuagnat admettent que, dans les derniers stades de la différenciation magmatique (phase pneumatolytique ou hydrothermale), s'effectuerait une "scission du magma (basaltique) en deux parties à l'état liquide", lors de son ascension lente vers le fond de la mer (Vuagnat, 1951). Cette idée a été reprise récemment par G.D. Nicholls (1958) pour expliquer la teneur anormalement élevée en sodium des spilites. Un phénomène d'immiscibilité se produirait au sein du magma lors de sa mise en place : la séparation d'une phase liquide, riche en éléments volatils ( $H_2O$  et  $CO_2$ ) et en éléments Mg, Fe, Ca provoquerait dans le liquide magmatique résiduel l'enrichissement en Na. La première phase se retrouverait dans les bordures plus ou moins ultrabasiques des coussins ou des coulées et dans les amygdales. Or comme le fait remarquer M.H. Battey (in Nicholls 1958, discussion, p. 162), "la teneur en sodium d'un spilite devrait varier dans ces conditions en fonction du volume du matériel basique marginal présent dans la coulée", ce qui n'est pas le cas, du moins en général.

Les théories qui viennent d'être résumées s'avèrent nettement insuffisantes pour résoudre le problème de l'enrichissement en sodium, soit parce qu'elles ignorent cette question, soit parce que les mécanismes invoqués n'ont pas une valeur générale.

## Autométamorphisme

Les phénomènes d'autométamorphisme ont été invoqués dans les hypothèses sur la formation des spilites, de façon exclusive ou comme facteurs accessoires. Les avis sont partagés sur le moment où se produit l'autométasomatose. J. Gilluly (1935) admet qu'elle a lieu après la consolidation et le refroidissement de la lave ; M. Vuagnat envisage la possibilité d'une action hydrothermale quand les laves consolidées sont encore chaudes ; R. Flaherty (1934) suggère enfin que la métasomatose est contemporaine de la consolidation.

A cette dernière hypothèse se rattache le processus envisagé par M.H. Battey (1956) : au contact de l'eau, la formation d'une surface rapidement refroidie empêche la libération des oxydes volatils contenus dans la lave lors de la coulée.

Ces théories n'expliquent pas la présence d'associations primaires albite - chlorite. Quant au problème de l'enrichissement en sodium, l'origine des liquides ou des fluides résiduels, riches en alcalins, demeure très obscure.

## Assimilation d'eau de mer

L'association des spilites avec des formations sédimentaires de type géosynclinal a incité plusieurs auteurs, à la suite de R. Daly (1914), à envisager la possibilité d'assimilation d'eau de mer et de sédiments non consolidés par la lave basaltique. M. Vuagnat a cependant soulevé trois objections contre cette conception :

- l'assimilation de calcschistes humides augmenterait la teneur en chaux en même temps que celles en soude et en eau,
- l'assimilation d'eau de mer devrait entraîner un enrichissement en minéraux chlorurés, ce qui n'est pas le cas,
- l'existence de laves sous-marines, ayant des caractères de basaltes normaux, est prouvée.

A la première objection, il est possible de répondre que les spilites sont associés dans les géosynclinaux à des séries de grès feldspathiques et de grauweekes dans lesquels le sodium prédomine sur le potassium (Reed, 1957). Les calcschistes semblent au contraire plus rares. Il est plus difficile d'argumenter sur le troisième point de M. Vuagnat : nous ne possédons pas encore assez de renseignements sur les conditions physico-chimiques qui règnent dans les fonds océaniques et sur la profondeur à laquelle se produit la *spilitisation* des laves sous-marines.

H.S. Yoder et C.E. Tilley (1962) admettent, à la suite de travaux expérimentaux, que la réaction spilitique ne peut se développer que si l'eau de mer a accès au magma basaltique. Ce n'est pas le cas pour une coulée massive qui est entourée par une carapace trempée au contact de l'eau froide ; si elle présente au contraire une structure de pillow-lava et si elle est grandement vésiculée, l'eau de mer peut être assimilée rapidement. Des échanges de bases ( $Na \rightleftharpoons Ca$ ) se produisent alors entre les deux phases (environnement aquatique et magma), entraînant par exemple l'albitisation des plagioclases et la formation de calcite dans les vacuoles. La chlorite peut également cristalliser dans la masse basaltique, dans ces conditions "hydrothermales", assez comparables à celles du système expérimental  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ , étudié par H.S. Yoder (1952).

Enfin G. Sadran (1954), a mis en évidence, par une série d'expériences sur le mode de cristallisation des basaltes, le rôle important des agents gazeux (Cl, CO<sub>2</sub>) qui provoquent "en-dessous du point de fusion, la cristallisation d'un verre volcanique en un amas microcristallin identique au fond cristallisé des roches volcaniques naturelles". Le chlore agirait essentiellement comme un catalyseur, ce qui explique l'absence de minéraux chlorurés et permet de répondre à la deuxième objection de M. Vuagnat. Lors d'un épanchement sous-marin, l'eau de mer, tout en gênant sans doute un dégazage rapide du magma, accélère la cristallisation grâce au rôle catalytique joué par les anions dissous qu'elle renferme.

A la lumière d'observations géologiques et de travaux expérimentaux, l'assimilation de vapeur d'eau, provenant de la mer ou de l'eau contenue dans des sédiments consolidés, paraît probable. Ce phénomène résoud parfaitement les deux problèmes posés par l'évolution spilitique des basaltes : *enrichissement en soude par échanges de bases et cristallisation rapide du verre volcanique sous l'action catalytique des anions.*

### 3 - Conclusions

Les considérations précédentes laissent encore planer sur l'origine des laves spilitiques une grande part d'incertitudes ; nos connaissances sont en particulier trop fragmentaires sur les conditions physico-chimiques qui règnent dans les milieux géosynclinaux et sur le dynamisme exact de ce volcanisme ophiolitique. Nous pensons cependant pouvoir émettre, à la lueur des connaissances actuelles, une hypothèse de travail, susceptible d'orienter les investigations futures.

L'épanchement d'une lave basique sur un fond marin ou dans des sédiments non consolidés et imbibés d'eau entraînerait *sa consolidation rapide et son fractionnement*, du fait de la chaleur spécifique élevée de l'eau. *Il se formerait un verre pouvant absorber du sodium, de l'eau et divers éléments volatils (P...), par échanges de bases avec l'environnement*, suivant un mécanisme encore mal défini, mais dans lequel doivent intervenir les conditions de pression et de température du milieu, et en particulier l'état supercritique de l'eau à une certaine profondeur, au contact de la lave (Glangeaud, 1952). La composition chimique serait ainsi modifiée. *Sous l'influence des agents gazeux, chlore et acide carbonique, se produirait en outre une dévitrification*, entraînant la cristallisation d'albite et de chlorite, présentant les caractères d'une paragenèse primaire. En même temps, les nouvelles conditions de cristallisation et les échanges métasomatiques provoqueraient les pseudomorphoses en chlorite et en albite des "cristaux hérités" (augite, olivine et éventuellement plagioclase), résidus non fondus lors de la formation du magma basaltique et dont l'existence a été démontrée par G. Sadran (1958, p. 494).

## LES CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU VOLCANISME PALÉOZOÏQUE

La sédimentation des formations cambriennes fut accompagnée de manifestations volcaniques, dont nous avons décrit dans les pages précédentes les aspects géologiques, pétrographiques et chimiques. En conclusion, nous allons reprendre les points essentiels concernant l'origine de ce matériel basique et essayer de replacer ce volcanisme dans le domaine méridional de la Meseta Ibérique et d'en déduire sa signification au cours de l'histoire géologique de cette région.

### 1 - L'origine du matériel volcanique

Les considérations qui précèdent indiquent que les divers faciès volcaniques, rencontrés à différents niveaux de la série cambrienne, proviennent tous de la différenciation d'un magma basaltique, qui, par ses caractères chimiques, correspond à la série alcaline ou sodicocalcique (basalte alcalin - trachyte). Deux phénomènes sont responsables de la diversité des roches : 1) *une cristallisation fractionnée* a pu donner naissance respectivement aux kératophyres et aux pegmatitoïdes albitiques, qui semblent tous deux provenir d'émissions tardives, d'après leur mode de gisement ; 2) *des conditions externes différentes lors du refroidissement des laves*. Ce matériel volcanique s'est mis en place dans un milieu marin, soit en coulée sur le fond du bassin, soit en intrusion au sein de sédiments non consolidés et humides, et a subi de la part de l'environnement des actions catalytiques et métasomatiques au cours de sa cristallisation.

Ces conditions de mise en place ont donné naissance à des spilites émis dans des sédiments de type flysch et résultant de la consolidation rapide du verre basaltique, et à des dolérites, qui proviennent d'un refroidissement plus lent, du fait de leur émission dans des sédiments carbonatés, dont la chaleur spécifique est moins élevée que celle de l'eau.

## 2 - La signification géologique du volcanisme du Paléozoïque inférieur

Les considérations de gisements indiquent que ces phénomènes volcaniques ont eu lieu au cours du Cambrien inférieur. Ils ont été fréquents à trois niveaux de la série stratigraphique, adoptée dans notre étude :

- partie supérieure des couches de Tambor (flysch)
- couches inférieures de Campoalla (calcaires gréseux, en plaquettes)
- calcaires cristallins des couches de Campoalla.

Les labradorites du Parroso sont au contraire interstratifiées dans les calcaires récifaux d'âge probablement Llandeilo - Caradoc.

Les caractères géologiques et pétrographiques de ces formations doléritiques et spilitiques montrent qu'elles sont le résultat d'un volcanisme géosynclinal initial. Etant donnée l'étendue restreinte de la région étudiée ici, il est intéressant de voir si des manifestations volcaniques d'âge Cambrien inférieur sont connues dans les secteurs voisins, en particulier dans le domaine méridional de la Meseta Ibérique.

Des niveaux de "diabases", de "diabases albitiques" et de tufs ont été décrits par C. Teixeira (1954) au sein des couches géorgiennes de Vila Boim, au Portugal. De même H. Schneider (1939) signale la présence de roches basiques, souvent à faciès de pillow-lavas, dans la région de Cala (province de Huelva), c'est-à-dire à environ 50 km au NW de la zone de notre travail. Plus à l'Est, dans le S de la province de Ciudad Real, F. Lotze (1958) et ses élèves R. Merten (1955), E. Machens (1954), K. Redlin (1955) ont mis en évidence la présence d'un volcanisme initial à la fin du Cambrien inférieur.

A l'échelle de la Meseta Ibérique, en ne tenant compte que des régions où la stratigraphie du Cambrien est bien connue, il semble que ces formations basiques ne se soient développées que dans le secteur méridional, au S de la Chaîne Centrale. Dans la partie nord de la Meseta (Asturies, Leon, Sierra de Demanda, Chaînes Celtibériques), aucun phénomène volcanique n'a été identifié dans les diverses séries cambriennes. Si nous nous reportons alors au schéma paléogéographique du géosynclinal cambrien, (fig. 8, p. 37) nous nous apercevons que le volcanisme initial, de type basique, n'apparaît que dans la fosse fortement subsidente pendant l'Infracambrien et le Cambrien inférieur, principalement sur sa bordure méridionale (Sierra Morena actuellement). La position marginale de ce volcanisme basique indique qu'il s'est produit dans la zone de flexure du socle sous-jacent, où des distensions et des fractures ont eu lieu pendant le *stade d'état* du géosynclinal cambrien (Auboin, 1961). Ce domaine pourrait ainsi être qualifié de *eugéosynclinal* ; mais la ride eugéanticlinale et l'arrière-pays, dont les critères sédimentologiques et vulcanologiques laissent supposer l'existence plus au Sud, ne sont pas connus à l'affleurement pour le moment.

Cet ensemble méridional de la Meseta Ibérique a subi un plissement à la fin du Cambrien, tandis que la subsidence et la sédimentation se poursuivaient dans la moitié nord. Ensuite, quelques manifestations volcaniques sub-aériennes ont eu lieu, pendant l'Ordovicien par exemple (Parroso), correspondant sans doute à la phase de relaxation consécutive à ces mouvements tectoniques (sardiques).

## 3 - Conclusions

Une fois de plus, l'étude du volcanisme dans les formations cambro-ordoviciennes de la Province de Séville souligne l'intérêt d'ordre géométrique et d'ordre chronologique que présentent les roches basiques. Au même titre que la nature des sédiments, elles fournissent des renseignements sur la localisation et sur les mouvements du socle : domaine de transition entre sillon eugéosynclinal et ride eugéanticlinale et présence d'une aire continentale antécambrienne au S de la Meseta Ibérique actuelle. Cette série vulcano-sédimentaire affectée par les mouvements tectoniques de la phase sardique jouera à son tour le rôle de socle au cours de l'orogénèse varisque. Ces roches volcaniques seront alors atteintes par les phénomènes métamorphiques, ce qui explique en particulier leur absence dans le massif cristallophyllien de Lora del Rio. Ainsi, véritable message des profondeurs, "elles fixent par leur moulage l'image de la fissuration du socle pour une période donnée" (Wegmann, 1959).

TROISIÈME PARTIE

## LES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES



## 1<sup>ère</sup> SECTION

### LE MÉTAMORPHISME ÉPIZONAL DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES

Les terrains du Paléozoïque inférieur, qui affleurent dans la zone lorène ont été affectés par un métamorphisme général, de caractère épizonal. Au N de l'accident du Pedroso, les phénomènes métamorphiques sont moins accentués et ne se décèlent vraiment qu'en bordure du granite du Garrojal ou dans la région de Cazalla de la Sierra.

Ces formations épimétamorphiques passent progressivement aux faciès plus cristallophylliens du massif de Lora, dans la région de la Dehesa de Almenara et du Retortillo, entre la Puebla de los Infantes et Peñafior. Les sédiments qui montrent les transformations les plus nettes appartiennent en général, aux couches de Campoalla, qui affleurent surtout dans la zone médiane. Le métamorphisme a modifié également de façon très marquée les roches volcaniques basiques.

#### LES FORMATIONS ÉPIMÉTAMORPHIQUES D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE

Les structures sédimentaires sont en général bien conservées, et la nature pétrographique de ces formations est facilement reconnaissable sur le terrain. Le métamorphisme se traduit par une recristallisation des constituants du sédiment originel, en particulier les argiles, et par l'apparition de minéraux néoformés caractéristiques. Ce phénomène a pour résultat de conférer une cristallinité accentuée à toutes les roches qui sont dépourvues ainsi de matériel amorphe et cryptocristallin. La nature du sédiment joue évidemment un rôle important dans la "rapidité" avec laquelle se sont opérées ces transformations.

##### 1 - Les schistes

Les sédiments argileux, qui se rencontrent à divers niveaux de la série cambrienne (couches du Tambor et de Campoalla), se présentent à l'heure actuelle sous la forme de schistes lustrés, satinés, de couleur vert luisant à gris ; ils sont parfaitement fissiles.

Ces schistes sont composés d'une trame de fines paillettes de *chlorite* et de *séricite*, le premier minéral ayant des dimensions plus élevées (0,05 mm en moyenne). Ce feutrage phylliteux renferme des grains de *quartz*, qui constituent par endroits des lits réguliers, et d'abondants cristaux de minéraux opaques. L'étude microscopique révèle, en outre, l'existence de plissements très accentués des lits pélitiques, à la faveur desquels se développent de minuscules filonnets quartzeux, renfermant aussi de l'albite et de la chlorite.

Certains faciès schisteux se caractérisent par la présence de biotite, qui s'individualise sous la forme de lames de 0,1 mm dans le fond plus finement cristallin de chlorite et de séricite. L'apparition de la biotite qui est bien localisée sur le terrain nous a permis de tracer une ligne isograde.

##### 2 - Les roches d'origine gréseuse et arkosique

Les arkoses des niveaux inférieurs des couches du Tambor n'affleurent qu'au N du chevauchement de Rilla ; dans la région du Miradores elles sont très peu transformées. Les faciès quartziques et psammitiques montrent au contraire des compositions minérales très caractéristiques.

Les quartzites de couleur gris foncé, plus rarement blanchâtre, à grains fins sont caractérisés par une texture engrenée ; ils comportent souvent de nombreux cristaux détritiques de *quartz* (0,2 mm), juxtaposés ou liés dans un ciment cristallin. Cette trame est formée par de fins agrégats de *quartz* en goutte-

lettes et d'albite limpide, en cristaux trapus (0 à 5 % An). Des paillettes de *muscovite* et de *chlorite* sont disséminées au sein de la roche ; la *tourmaline*, de couleur bleu-vert, est un minéral accessoire très fréquent. Les faciès plus riches en éléments argileux se distinguent des précédents par la nature du ciment dans lequel interviennent en quantité plus importante des lamelles de chlorite et de muscovite, associées au quartz et à l'albite de néoformation. Les minéraux opaques, en particulier la *pyrite*, sont abondants dans cette phase. La texture de ces roches est caractérisée par un litage plus régulier et une orientation des minéraux phylliteux. Dans cette trame, se développent par endroits des lames de mica blanc ou de chlorite, de dimensions plus élevées (0,2 mm).

La nature du mica néoformé change avec l'intensité du métamorphisme : la *biotite* fait son apparition à la place de la chlorite dans les faciès plus transformés, qui présentent aussi une cristallinité plus grande. La couleur vert-brun de la biotite est assez caractéristique. La composition minéralogique de ces psammites est la suivante : quartz, albite, biotite, muscovite, tourmaline et magnétite automorphe.

Ainsi, les sédiments constituant les niveaux schisto-gréseux du Paléozoïque inférieur ont fait l'objet de recristallisations métamorphiques qui ont entraîné l'apparition d'albite, de chlorite et de micas, et souvent le nourrissage des grains détritiques de quartz.

### 3 - Les roches carbonatées

Les bancs de calcaires cristallins constituent les faciès les plus reconnaissables des couches de Campoalla ; ils affleurent abondamment dans la zone médiane, entre le granite du Garrotal et le massif de Lora del Rio. En général, les actions métamorphiques sont difficiles à voir à l'œil nu, mis à part l'aspect marmoréen. Cependant dans les zones de métamorphisme plus intense, ces calcaires montrent nettement des cristallisations de minéraux silicatés (amphibole, épidote), et des structures rubanées, dues à la présence de lits riches en silicates calciques. Les faciès les moins transformés sont donc caractérisés par la présence de grands cristaux de *calcite* qui constituent 90 % de la roche.

Les phases argileuses ou marneuses donnent naissance à des agrégats de *muscovite* et de *chlorite*, auxquels s'ajoutent de l'*épidote* et de la *pyrite*. Ces calcaires sont très souvent enrichis en quartz qui se présente en cristaux poecilitiques assez gros (0,15 mm), renfermant des inclusions très fines de mica et d'oxydes bruns, arrangés de façon concentrique. L'albite est également fréquente, en particulier dans les zones broyées et en association avec le quartz, ou en bordure des enclaves de roches vertes qui se rencontrent souvent dans ces sédiments. La *tourmaline* et le *sphène* sont accessoires et n'apparaissent que sporadiquement.

Les calcaires plus nettement métamorphisés sont riches en minéraux silicatés, qui leur confèrent des teintes claires, rosées ou franchement verdâtres, et un aspect gréseux. Les différenciations en lits font leur apparition. Deux minéraux caractérisent ces faciès : *amphibole aciculaire* (trémolite-actinote) et *phlogopite*. Mais les associations minérales sont très variées du fait du développement intense d'*épidote*, de *clinocllore*, de *dipyre*, concentrés dans différents lits de la roche. Le quartz et l'albite ont le même aspect que dans les faciès précédents ; ils ont tendance à former des amas de petits cristaux, avec le clinocllore.

Deux types d'amphiboles existent dans ces roches. Les calcaires gris, largement cristallins (0,5 mm en moyenne), sont parfois riches en *trémolite* blanche, en aiguilles fines très longues (jusqu'à 1 ou 2 cm). Ses caractères optiques :

$$\begin{array}{ll} 2 V_x = 85-86^\circ & Z = \text{incolore} \\ Ng \wedge c = 15 \text{ à } 17^\circ & X = \text{incolore} \\ Ng = 1,642 \text{ à } 1,645 \end{array}$$

correspondent à une espèce très magnésienne ; elle coexiste très souvent avec du clinocllore. L'autre type d'amphibole est représenté par une *actinote* formant des cristaux aciculaires plus courts (1 à 5 mm) et disposés en rosettes ; la couleur vert bleu suivant Ng est caractéristique. Les autres propriétés optiques :

$$\begin{array}{ll} 2 V_x = 76-78^\circ & Ng = 1,658 \\ Ng \wedge c = 15^\circ \end{array}$$

correspondraient à une actinote, à 50 % de ferroactinote (Tröger, 1952), qui est généralement associée à de l'épidote (à 25 %  $\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ ).

Dans les zones broyées, ces amphiboles ont été transformées en agrégats de biotite et de pennine ou parfois en prehnite.

Enfin certains faciès calcaires montrent un autre type de paragenèse métamorphique, caractérisé par l'existence de *grenats calcaires* ; ils se rencontrent fréquemment dans les régions du Mazuecos et du château de Almenara. La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

|         |          |
|---------|----------|
| Calcite | Actinote |
| Quartz  | Epidote  |
| Albite  | Sphène   |
| Grenat  | Oligiste |

avec parfois des lits riches en diopside.

La texture est orientée et les minéraux silicatés sont concentrés dans des lits préférentiels. Le grenat est du type grossulaire-andradite, de composition voisine de  $\text{Gr}_{30}\text{And}_{70}$ , d'après la couleur brun jaunâtre en plaque mince et l'indice  $N = 1,84$ . Il forme des cristaux globulaires, anisotropes et mâclés, qui atteignent des dimensions de 1 cm dans certains gisements (Hornillo, Almenara).

Les faciès carbonatés des couches de Campoalla sont donc sensibles aux phénomènes métamorphiques d'épizone qui entraînent leur dédolomitisation complète. Il faut remarquer ainsi que les transformations minéralogiques sont importantes en bordure des enclaves de roches basiques qui contiennent certains niveaux calcaires ; l'albite et le clinocllore sont les minéraux les plus importants de ces zones particulières. Enfin les mouvements tectoniques qui ont fracturé les formations épimétamorphiques de la zone médiane ont entraîné des torsions et des cassures dans les minéraux silicatés (actinote, épidote, dipyre, mica...) et la néoformation de calcite, de chlorite ou de préhnite.

## LE MÉTAMORPHISME ÉPIZONAL DES ROCHES BASIQUES

Le métamorphisme épizonal masque dans la zone lorène les caractères pétrographiques des roches volcaniques, en particulier les dolérites, qui sont interstratifiées dans la série du Paléozoïque inférieur. Nous avons appelé *métadolérites* les dérivés métamorphiques des dolérites, qui sont de loin les faciès les plus abondants. Les *spilites*, en effet, sont assez bien préservés par ce type de métamorphisme ; leur constitution minérale albite - chlorite - calcite est stable dans les conditions d'épizone. La biotite et l'actinote bleutée font cependant leur apparition dans les faciès plus transformés, à proximité du massif de Lora del Rio (gisement du Galapagar par exemple).

### 1 - Etude pétrographique des principaux faciès

#### a) Les métadolérites

Les métadolérites sont des roches sombres qui se distinguent macroscopiquement des dolérites à hornblende brune par leur couleur plus verte et par une granulométrie plus fine. Ces faciès qui se rencontrent en sills conformes sont très largement représentés dans les quatre zones, définies dans le chapitre I de la 2ème partie.

L'étude microscopique révèle plusieurs degrés de transformations minérales, à partir de la paragenèse primaire des dolérites ; cependant les textures ophitiques sont presque toujours conservées.

Dans un premier stade (échantillon C 514), les métadolérites renferment de nombreux résidus pyroxéniques. Les *plagioclases* se présentent en baguettes automorphes et allongées ( $\text{An} = 55\%$  en moyenne) ; quelques cristaux plus larges, en général plus basiques ( $\text{An} = 70\%$ ) confèrent une allure porphyrique à la texture ophitique. Ils sont largement remplacés par de la *clinozoïsite*. Le diallage est entouré d'*ouralite* qui constitue parfois des prismes assez gros.

A ces trois constituants principaux s'ajoutent des agrégats de minéraux ferromagnésiens, caractéristiques d'une deuxième paragenèse, et qui sont composés essentiellement d'aiguilles d'*actinote* accompagnées par quelques paillettes de *biotite*.

Le caractère particulier de ce faciès est dû à la répartition hétérogène de ses constituants. Les pyroxènes non transformés sont cantonnés dans des îlots, à texture ophitique typique, séparés par une trame à texture moins nette, formée par un amas d'actinote et de mica. L'observation microscopique de cet échantillon montre donc un début de transformation de l'association minérale initiale, tout en conservant des îlots résiduels à faciès normal de dolérite.

Cette évolution se poursuit par la résorption de ces résidus doléritiques, à la suite de l'ouralitisation générale des pyroxènes et le développement de l'association actinote - biotite, tout en respectant la texture ophitique de la roche. L'échantillon C 140 constitue un bon exemple des termes les plus transformés.

Les feldspaths calcosodiques sont alors sub-automorphes mais présentent un zonage normal (fig. 31) et des bordures corrodées. Le cœur plus basique est très souvent altéré en séricite et en épidote ; les zones externes, plus acides (25 à 30 % An), renferment de nombreuses inclusions d'apatite qui sont absentes dans les zones calciques centrales. Ce zonage traduit donc une acidification des feldspaths par remplacement des ions Ca par des ions Na, une partie du calcium se retrouvant dans les inclusions d'apatite des zones sodiques. Enfin à la périphérie de leurs cristaux, les plagioclases sont remplacés par des agrégats de quartz et d'albite.

Les espaces laissés par les feldspaths sont occupés par des amas d'actinote verte légèrement bleutée, en cristaux plus ou moins aciculaires. La biotite accompagne l'amphibole qu'elle semble parfois remplacer. Les cristaux de mica renferment souvent des aiguilles de rutile, accolées à leurs faces de clivages.

Ce faciès pétrographique est donc caractérisé par l'absence de grands cristaux de hornblende verte, provenant de l'ouralitisation des pyroxènes, et par le développement d'une paragenèse comprenant : actinote, biotite, clinocllore (rencontré dans d'autres échantillons, V 367 par exemple), albite, épidote et quartz.

En résumé il est possible de déduire une séquence des transformations minéralogiques qu'ont subies les dolérites au cours du métamorphisme épizonal :

- ouralitisation et développement embryonnaire d'actinote, laissant intacts des îlots de dolérite à pyroxène.
- ouralitisation généralisée, développement de leucoxène, saussuritisation des feldspaths.
- transformation des hornblendes vertes en actinote et en clinocllore.
- apparition plus tardive de la biotite (et rutile), peut-être concomitante du développement de l'albite à partir des plagioclases basiques. Ce minéral est très fréquent dans les enclaves ophitiques des granites.

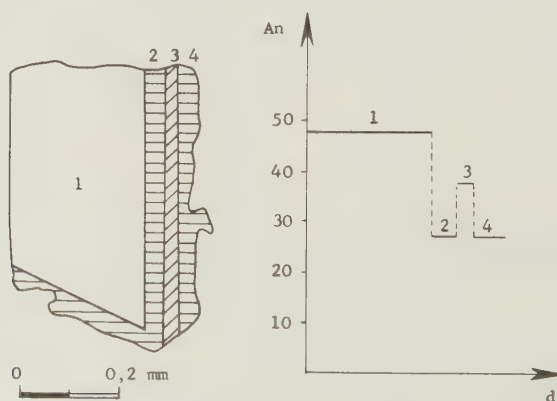


Fig. 31 - Courbe de zonage d'un plagioclase de métadolérite (échantillon C 140)

#### b) Les faciès riches en dipyre

Ce groupe de roches comprend des faciès pouvant se rattacher facilement aux types précédents, mais qui sont caractérisés par un développement important du dipyre. Nous pouvons ainsi distinguer :

- les dolérites à hornblende brune et à dipyre ;
- les métadolérites à dipyre : ces faciès présentent une transformation plus grande des plagioclases en dipyre, qui tend à cristalliser en grands individus poecilitiques ;
- les roches vertes à dipyre et amphibole, dans lesquelles les plagioclases ont été entièrement remplacés par la wernérite.

Cependant, il est très difficile de délimiter ces différentes classes, car tous les intermédiaires peuvent se rencontrer entre les deux termes extrêmes, dolérites à dipyre et roches vertes à dipyre. Aussi pensons-nous préférable de traiter ensemble tous ces faciès.

La transformation des feldspaths calcosodiques en dipyre, dont A. Lacroix a fait une étude approfondie à propos des ophites des Pyrénées (1891), débute par le développement d'un réseau de trabécules monocristallines suivant les cassures ou les clivages des plagioclases. Le phénomène s'accroît en donnant de larges cristaux poecilites de dipyre, à l'intérieur desquels apparaissent des résidus de feldspath. A. Lacroix écrit à ce sujet : "Un caractère remarquable de cette transformation est de donner lieu à des cristaux de dipyre ayant de grandes dimensions, cristaux formés aux dépens d'un très grand nombre de petites plages feldspathiques. Il en résulte que la roche transformée possède une cristallinité plus élevée que la roche intacte".

Ce processus, qui est toujours accompagné par l'ouralitis du diallage, et qui devient intense quand les hornblendes vertes sont largement remplacées par les amas microcristallins d'actinote et de clinocllore, aboutit à un stade dans lequel la texture initiale de la roche n'est plus reconnaissable. Non seulement les wernérites remplacent les cristaux feldspathiques, mais encore ils montrent de nombreuses "corrosions" et de nombreuses associations diablastiques avec les grands cristaux de hornblende. La wernéritisatión semble donc se poursuivre par le remplacement des amphiboles, et cette modification s'accompagne par l'apparition de clinocllore aux contacts amphibole - dipyre.

L'étude microscopique des *roches vertes à dipyre* nous renseigne sur l'aspect de ce dernier stade de la wernéritisatión. L'échantillon V 41/2, provenant du Mármol (Majalimar), qui, du point de vue macroscopique, a l'aspect d'une diorite (voir plus haut la remarque de A. Lacroix), est essentiellement constitué par de grands cristaux xénomorphes et engrenés de *dipyre* dont les caractères optiques ( $N_g = 1,56$  ;  $N_g - N_p = 0,016$ ) sont constants pour tous les échantillons.

Une analyse chimique a été effectuée sur ce minéral, et permet de déduire la formule structurale :  $(Si_{3,6} Al_{3,4}) (Na_{2,8} Ca_{1,2}) O_{24} R_{1,8}$  ( $R = \text{anions}$ ), correspondant à une teneur de 30 % en *méionite*. Ces cristaux de dipyre renferment de fines inclusions de zoïsite, de sphène et quelques aiguilles d'amphibole. La *hornblende verte* se présente en grands cristaux allongés très corrodés et renfermant encore quelques rares reliques de pyroxène ; elle est remplacée par endroits par des amas d'*actinotes* fibreuses, associées à des paillettes de *clinocllore* et de *biotite* brun-clair.

Au contact du dipyre, la hornblende verte semble se déchiqueter suivant les clivages (110), dont on retrouve dans les cristaux de dipyre des résidus très allongés, à allure fibreuse, ayant même orientation optique que l'amphibole voisine.

La texture de la roche ne rappelle que très vaguement celle des dolérites ; elle est grenue, avec un développement poecilite des cristaux de wernérite. Ce faciès est aussi caractérisé par une composition minéralogique bien différente de celle des autres roches vertes :

- *dipyre* en grands cristaux,
- *actinote*, *clinocllore*, *biotite* formant un feutrage entre les wernérites,
- *épidote* et *zoïsite* souvent en inclusions dans les cristaux de dipyre.

Cette association minérale est stable dans le faciès "schistes verts". D'autre part, dans de nombreux échantillons, les grands cristaux de dipyre font preuve de torsion et d'extinction ondulante. Leur cristallisation a donc eu lieu avant la fin des mouvements tectoniques hercyniens. Il en est de même pour les agrégats d'actinote et de clinocllore : très souvent, les paquets d'amphiboles fibreuses sont très flexueux, avec de nombreuses fibres cassées.

Il est intéressant de remarquer aussi la position relative des faciès riches en dipyre par rapport à l'ensemble des roches vertes. Ils ne se rencontrent que dans les sills de la zone du Pedroso et de la zone médiane, où ils sont toujours situés au voisinage des bancs de calcaire cristallin, également riche en silicates de métamorphisme tels que dipyre, clinocllore, phlogopite, actinote. Il semble donc y avoir une relation génétique, plus ou moins étroite, entre ces calcaires métamorphisés et les roches vertes à dipyre. Le développement de ce minéral, qui n'apparaît pas de façon commune dans la majorité des roches métamorphiques, comme l'a montré D.M. Shaw (1960), ne semble possible que dans des milieux où existent des concentrations inusuelles en anions  $CO_2$ ,  $Cl_2$  et plus rarement  $SO_3$ . Ainsi s'expliquerait sa localisation remarquable dans les roches basiques associées aux couches carbonatées de Campoalla.

### c) Les faciès cataclastiques

Certains sills, appartenant à la zone médiane, présentent de nombreuses traces d'actions tectoniques. Ces phénomènes se traduisent au point de vue pétrographique par une recristallisation plus ou moins complète et une disparition de la texture ophitique initiale.

Ces roches sont caractérisées surtout par un grand développement de clinocllore et d'épidote. Les pyroxènes sont totalement absents et sont remplacés par des cristaux broyés et amygdalaires de hornblende verte. Cette ouralite est d'ailleurs fortement transformée en actinote et en clinocllore.

Les actions tectoniques ont pu être assez intenses pour conférer à la roche éruptive un faciès de schiste amphibolique. L'échantillon V 33, provenant du Moïno de Aceite del Robledo, en est un exemple : il présente une texture orientée, soulignée par l'alignement des amphiboles et des chlorites. Les plagioclases primaires (An = 50 %) sont fracturés et granulés et sont remplacés par un agrégat d'épidote et de chlorite. Les fractures de ces feldspaths sont remplies par de petits cristaux trapus et limpides d'albite. Quelques prismes amygdalaires d'ouralite subsistent, emballés dans un feutrage composé d'abondantes aiguilles d'actinote et de paillettes de clinocllore et de biotite.

Les actions tectoniques ont eu pour effet d'accentuer la transformation de la roche basique initiale en une association minérale, caractéristique du faciès "schistes verts".

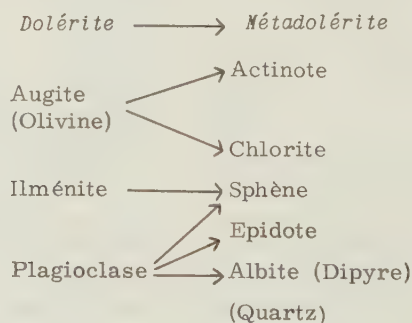
### d) Conclusions

De nombreuses roches basiques ont été atteintes par un métamorphisme épizonal, dont le développement est irrégulier en fonction de la nature pétrographique du matériel primitif et de la tectonique. Les gisements les plus marqués sont situés en général au S de l'accident majeur du Pedroso.

La transformation des dolérites est caractérisée par l'apparition d'une paragenèse stable dans le faciès *schistes verts*. La recristallisation est très rarement complète, sauf dans quelques gisements où des actions mécaniques intenses ont déformé les roches originelles. L'association la plus classique de ces métadolérites comprend : actinote - clinocllore - épidote - (albite) - plagioclase "nuageux". Le quartz et la prehnite sont plus épisodiques. Le dipyre, qui remplace les plagioclases des dolérites, ne se développe largement que dans les affleurements basiques associés aux sédiments carbonatés des couches de Campoalla.

La biotite intervient dans cet assemblage métamorphique de façon plus tardive que l'actinote. Son apparition est surtout fréquente dans les auréoles métamorphiques ou au sein des massifs granitiques (Garrotal, Pedroso).

Les variations minéralogiques qui résultent du métamorphisme épizonal des roches vertes peuvent donc se résumer de la façon suivante :



Tous ces minéraux néoformés présentent souvent des torsions et des extinctions ondulantes, dues à des actions mécaniques.

## 2 - Les caractères géochimiques des métadolérites

Nous avons distingué lors de l'étude pétrographique une classe de roches, les métadolérites, qui sont fréquentes dans les sédiments cambriens et qui proviennent du métamorphisme épizonal des dolérites. Quelques échantillons de ce faciès ont été analysés et leurs compositions chimiques figurent dans le tableau XII.

Au premier abord, il semble que les compositions chimiques de ces roches sont très voisines de celles des dolérites ; la dispersion des résultats est due en partie au fait que tous les

Tableau XII  
Compositions chimiques des métadolérites

| Ech.                           | 301    | 247    | 137    | 493   | 197/2  | 505/1 | 505/2 | 215   | 486   | 249    | 140   | 367    |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 51,25  | 49,03  | 49,14  | 49,40 | 51,60  | 51,68 | 49,25 | 49,84 | 50,29 | 49,68  | 48,90 | 44,65  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,02  | 14,18  | 15,87  | 15,86 | 16,88  | 18,71 | 17,68 | 18,06 | 16,64 | 17,34  | 13,53 | 15,80  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,26   | 6,11   | 3,86   | 2,27  | 1,02   | 2,99  | 2,09  | 1,03  | 2,16  | 1,93   | 2,48  | 5,70   |
| FeO                            | 8,38   | 6,63   | 7,82   | 9,98  | 9,10   | 9,67  | 8,89  | 10,68 | 9,95  | 9,40   | 7,65  | 8,67   |
| MnO                            | 0,14   | 0,08   | 0,17   | 0,21  | 0,17   | 0,20  | 0,19  | 0,21  | 0,39  | 0,18   | 0,20  | 0,25   |
| MgO                            | 6,95   | 6,92   | 6,73   | 6,50  | 8,32   | 5,09  | 9,85  | 5,41  | 5,63  | 7,66   | 8,10  | 7,72   |
| CaO                            | 7,53   | 6,86   | 8,96   | 7,05  | 7,65   | 5,48  | 5,23  | 5,52  | 5,02  | 7,58   | 10,38 | 10,18  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,41   | 3,89   | 3,75   | 2,41  | 2,14   | 2,14  | 1,75  | 1,94  | 2,54  | 2,07   | 2,92  | 3,21   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,66   | 0,18   | 0,18   | 0,84  | 1,02   | 0,90  | 0,60  | 0,84  | 1,23  | 0,78   | 1,20  | 0,18   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,77   | 2,00   | 2,35   | 1,77  | 1,80   | 0,49  | 0,51  | 2,60  | 3,17  | 1,50   | 1,44  | 2,45   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,21   | 0,25   | 0,44   | 0,23  | 0,19   | 0,12  | tr.   | 0,40  | 0,74  | 0,18   | 0,15  | 0,24   |
| p. f.                          | 2,56   | 4,60   | 1,66   | 2,11  | 0,53   | 1,19  | 2,22  | 1,91  | 0,83  | 2,08   | 1,50  | 2,13   |
| Total                          | 101,14 | 100,73 | 100,93 | 98,63 | 100,42 | 98,66 | 98,26 | 99,44 | 98,59 | 100,38 | 98,52 | 101,13 |
| Densité                        | 2,99   | 2,93   | 2,99   | 2,98  | 2,94   | 2,99  | 2,97  | 3,01  | 2,96  | 2,96   | nd    | nd     |

échantillons ne présentent pas des degrés de métamorphisme identiques. Pour mettre en évidence des variations chimiques lors de la transformation dolérite-métadolérite, leurs représentations graphiques doivent donc être particulièrement sensibles. Celle de F. von Wolff (1929) s'est avérée la plus propice pour résoudre un problème de cet ordre, car il est aisé de la relier aux changements de faciès pétrographiques.

#### a) La représentation graphique de von Wolff

##### - Le diagramme Q-L-M

Les paramètres Q, L, M, des dolérites et des métadolérites analysées ont été reportés sur un diagramme triangulaire (fig. 32), sur lequel ont été précisées les positions des principaux constituants minéraux. Cette représentation graphique met en évidence plusieurs faits importants.

- Les points représentatifs de ces faciès basiques sont groupés à l'intérieur d'une ellipse, dont le grand diamètre est parallèle au côté QM.

- Les *dolérites* ( $Q < O$ ) sont nettement dans le champ basaltique normal de von Wolff (triangle LOM).

- Les *métadolérites*, au contraire, sont caractérisées par un degré de saturation plus fort ( $Q > O$ ), sauf dans deux échantillons ( $N^{\circ} 140 : Q = - 5,17$  et  $N^{\circ} 367 : Q = - 7,28$ ), provenant d'enclaves dans le granite du Garrotal.

Le métamorphisme des dolérites se traduit donc par une augmentation progressive du paramètre Q, L restant pratiquement constant. Cette évolution correspond, en effet, au changement de composition minéralogique. Les points représentatifs des métadolérites sont localisés dans le domaine *feldspath - hornblende verte - actinote*, tandis que ceux des dolérites tombent normalement dans le champ *feldspath - augite - olivine*. Le développement d'amphibole, en particulier de l'actinote, a une influence prépondérante dans l'évolution chimique de ces roches vertes.

La position aberrante des deux échantillons 140 et 367 dans le domaine sous-saturé ( $Q < O$ ) correspond cependant à leur composition minéralogique, dominée par la présence de biotite, et se situe normalement dans le champ *feldspath - actinote - chlorite - biotite*. L'étude microscopique a montré, en effet, que les enclaves ophitiques des granites du Garrotal et du Pedroso sont caractérisées par un développement intense de biotite, ultérieur à la formation de l'actinote.

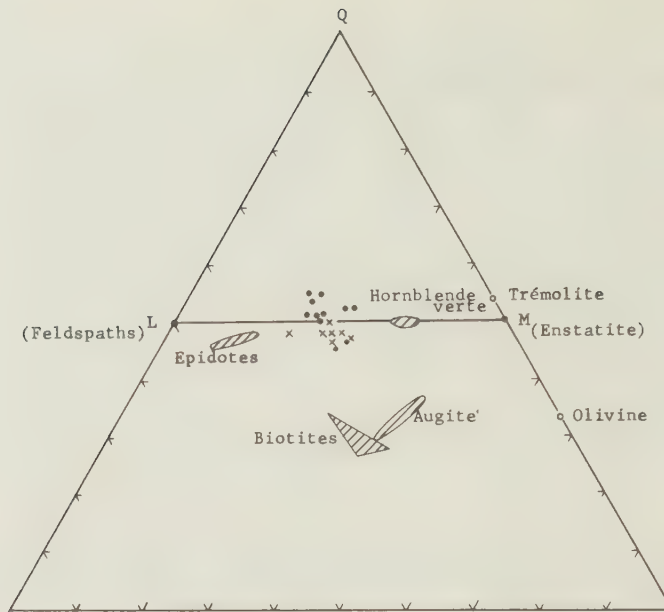


Fig. 32 - Diagramme Q-L-M (Von Wolff) des dolérites et des métadolérites  
Croix : dolérite, - Point : métadolérite

- Le diagramme Or-Ab-An.

La représentation Q-L-M de F. von Wolff ne rend pas compte des variations intéressantes des feldspaths, puisqu'ils sont contenus globalement dans le paramètre L. Il est utile d'employer alors un diagramme de variation, dont les pôles sont constitués par les normes Or, Ab, An (fig. 33).



Fig. 33 - Diagramme Or-Ab-An des dolérites et des métadolérites  
(mêmes symboles que dans la fig. 32)

Dans un tel diagramme, les points figuratifs des roches analysées sont disposés le long de l'arête Ab-An. La proportion en  $K_2O$  est donc pratiquement constante ; aussi la discussion ultérieure sur les variations chimiques qui accompagnent le métamorphisme épizonal des dolérites pourra-t-elle être menée sans tenir compte de cet élément.

Les dolérites sont en général plus riches en  $CaO$  feldspathisable que les métadolérites ; cette variation continue laisse supposer une acidification plus grande des plagioclases dans les faciès métamorphisés, mais peut correspondre aussi au développement du dipyre qui est plus riche en sodium ( $Me = 30 \%$ ) que le plagioclase dont il provient ( $An = 60 \%$ ).

A partir de ces données chimico-minéralogiques, il est possible de retracer l'évolution géochimique des dolérites au cours du métamorphisme épizonal. Dans un premier stade, leur composition chimique varie avec une augmentation du degré de saturation, expliquant le développement d'actinote. L'apparition des micas, postérieure à celle de l'amphibole, provoque un renversement de sens dans cette évolution, donnant des faciès sous-saturés. Ce phénomène, qui se produit uniquement dans les enclaves résiduelles des granites, pourrait correspondre à une accumulation des éléments ferromagnésiens lors de la granitisation.

Il est intéressant maintenant de voir à quelles variations chimiques correspond en réalité cette évolution pétrochimique, mise en évidence à l'aide des paramètres de von Wolff.

#### b) Les échanges chimiques au cours du métamorphisme épizonal des dolérites

Etant donné l'évolution continue des paramètres chimiques lors de la transformation des dolérites en métadolérites, quel est le bilan des échanges chimiques qui accompagnent ce métamorphisme ? Comme les réactions minérales sont plus ou moins complètes et que les métadolérites présentent des paragenèses variées dans le détail, à l'échelle de l'échantillon, nous aborderons ce problème d'un point de vue statistique, en comparant un lot moyen de dolérites à un lot moyen de métadolérites. Seule cette façon de raisonner est susceptible de révéler si les variations localement enregistrées ont une signification plus générale à l'échelle de la région étudiée et si elles sont bien le résultat des phénomènes métamorphiques d'épizone qui ont atteint la série géosynclinale du Paléozoïque inférieur.

Les métadolérites et les dolérites sont caractérisées par des textures identiques, dont aucune modification n'est enregistrée en général. Ce fait laisse supposer que la transformation dolérite  $\rightarrow$  métadolérite s'est effectuée *sans variation notable du volume initial*. La méthode de B. Brajnikov (1949) trouve ainsi tout son champ d'application afin d'évaluer le bilan des échanges ioniques se produisant au cours de cette réaction. Nous avons cherché à mettre en évidence de tels échanges d'une manière globale, avec le souci de connaître la probabilité pour laquelle ils ont pu réellement exister. Nous avons calculé ainsi les dispersions pour chacune des concentrations ioniques dans les deux types de roches ; l'épreuve du test de Student-Fisher permet ensuite de déterminer avec quelle probabilité les moyennes sont identiques ou différentes.

Les tableaux XIII et XIV donnent les concentrations ioniques de chaque roche analysée.

Tableau XIII  
Concentrations ioniques  $Nz$  par  $cm^3$  des dolérites ( $\times 10^{22}$ )

| $Nz$              | 42    | 308   | 86    | 41    | 248/2 | 514   | 485   | Moyenne |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| Si                | 1,459 | 1,510 | 1,441 | 1,474 | 1,452 | 1,411 | 1,422 | 1,452   |
| Al                | 0,658 | 0,604 | 0,687 | 0,542 | 0,637 | 0,590 | 0,615 | 0,619   |
| Fe <sup>III</sup> | 0,028 | 0,065 | 0,032 | 0,040 | 0,047 | 0,047 | 0,039 | 0,042   |
| Fe <sup>II</sup>  | 0,185 | 0,231 | 0,180 | 0,238 | 0,196 | 0,199 | 0,196 | 0,203   |
| Mn                | 0,003 | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,003 | 0,005 | 0,004 | 0,004   |
| Mg                | 0,452 | 0,336 | 0,297 | 0,523 | 0,460 | 0,423 | 0,434 | 0,418   |
| Ca                | 0,290 | 0,329 | 0,261 | 0,238 | 0,284 | 0,338 | 0,315 | 0,293   |
| Na                | 0,124 | 0,123 | 0,143 | 0,138 | 0,123 | 0,112 | 0,104 | 0,123   |
| K                 | 0,003 | 0,003 | 0,053 | 0,021 | 0,007 | 0,014 | 0,054 | 0,022   |
| Ti                | 0,016 | 0,018 | 0,021 | 0,032 | 0,027 | 0,036 | 0,032 | 0,026   |
| P                 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,003 |       | 0,003   |
| H <sup>+</sup>    | 0,018 | 0,003 | 0,050 | 0,018 | 0,113 | 0,021 | 0,021 | 0,035   |
| O <sup>-</sup>    | 4,989 | 5,038 | 4,875 | 4,985 | 5,055 | 4,901 | 4,930 | 4,962   |

Tableau XIV  
Concentrations ioniques  $Nz$  par  $cm^3$  des métadolérites ( $\times 10^{22}$ )

| $Nz$              | 301   | 137   | 247   | 486   | 249   | 197/2 | 493   | 505/1 | 505/2 | 215   | Moyenne |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| Si                | 1,537 | 1,474 | 1,438 | 1,523 | 1,504 | 1,522 | 1,534 | 1,589 | 1,518 | 1,544 | 1,518   |
| Al                | 0,633 | 0,558 | 0,489 | 0,594 | 0,619 | 0,587 | 0,580 | 0,676 | 0,640 | 0,658 | 0,603   |
| Fe <sup>III</sup> | 0,050 | 0,086 | 0,133 | 0,050 | 0,046 | 0,021 | 0,053 | 0,068 | 0,049 | 0,021 | 0,057   |
| Fe <sup>II</sup>  | 0,210 | 0,194 | 0,162 | 0,251 | 0,236 | 0,223 | 0,257 | 0,248 | 0,227 | 0,275 | 0,228   |
| Mn                | 0,003 | 0,003 | 0,001 | 0,010 | 0,005 | 0,003 | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,005   |
| Mg                | 0,313 | 0,293 | 0,304 | 0,256 | 0,347 | 0,368 | 0,302 | 0,234 | 0,455 | 0,251 | 0,312   |
| Ca                | 0,243 | 0,288 | 0,214 | 0,163 | 0,245 | 0,242 | 0,232 | 0,180 | 0,172 | 0,182 | 0,216   |
| Na                | 0,140 | 0,217 | 0,221 | 0,149 | 0,121 | 0,120 | 0,139 | 0,126 | 0,103 | 0,112 | 0,145   |
| K                 | 0,025 | 0,007 | 0,007 | 0,081 | 0,032 | 0,039 | 0,032 | 0,036 | 0,021 | 0,036 | 0,031   |
| Ti                | 0,018 | 0,052 | 0,044 | 0,071 | 0,034 | 0,040 | 0,041 | 0,011 | 0,010 | 0,059 | 0,038   |
| P                 | 0,003 | 0,010 | 0,005 | 0,018 | 0,003 | 0,003 | 0,007 | 0,003 |       | 0,010 | 0,006   |
| H <sup>+</sup>    | 0,259 | 0,025 | 0,232 | 0,022 | 0,025 | 0,120 | 0,085 | 0,018 | 0,036 | 0,016 | 0,084   |
| O <sup>2-</sup>   | 5,126 | 4,950 | 4,822 | 5,014 | 5,032 | 5,024 | 5,045 | 5,085 | 5,053 | 5,054 | 5,007   |

La comparaison des deux moyennes, obtenues à partir des tableaux précédents permet d'établir le bilan des échanges chimiques entre les deux types de roches, puisque en général la transformations a lieu sans variations de volume (tableau XV).

Tableau XV  
Bilan chimique de la transformation dolérite  $\rightarrow$  métadolérite

|                   | DOLERITE<br>(n = 7) | METADOLERITE<br>(n = 10) | APPORT | DEPART | t     | PROBABILITE      |
|-------------------|---------------------|--------------------------|--------|--------|-------|------------------|
| Si                | 1,452               | 1,518                    | 0,066  |        | 3,666 | P < 0,01         |
| Al                | 0,619               | 0,603                    |        | 0,016  | 0,640 | 0,50 < P < 0,60  |
| Fe <sup>III</sup> | 0,042               | 0,057                    | 0,015  |        | 2,025 | 0,05 < P < 0,10  |
| Fe <sup>II</sup>  | 0,203               | 0,228                    | 0,025  |        | 1,923 | 0,05 < P < 0,10  |
| Mn                | 0,004               | 0,005                    | 0,001  |        |       |                  |
| Mg                | 0,418               | 0,312                    |        | 0,106  | 2,944 | P $\approx$ 0,01 |
| Ca                | 0,293               | 0,216                    |        | 0,077  | 4,052 | P < 0,01         |
| Na                | 0,123               | 0,145                    | 0,022  |        | 2,083 | 0,05 < P < 0,10  |
| K                 | 0,022               | 0,031                    | 0,009  |        | 0,818 | 0,40 < P < 0,50  |
| Ti                | 0,026               | 0,038                    | 0,012  |        | 1,714 | 0,10 < P < 0,20  |
| P                 | 0,003               | 0,006                    | 0,003  |        | 1,944 | 0,05 < P < 0,10  |
| H <sup>+</sup>    | 0,035               | 0,084                    | 0,049  |        | 1,580 | 0,10 < P < 0,20  |
| O <sup>2-</sup>   | 4,962               | 5,007                    | 0,045  |        | 0,697 | 0,50 < P < 0,60  |

A l'épreuve du test de Student-Fisher, les moyennes des concentrations en ions Al<sup>3+</sup>, K<sup>+</sup>, Ti<sup>4+</sup> et O<sup>2-</sup> sont pratiquement identiques dans les deux faciès. Les ions Ca<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> sont libérés des dolérites, de façon significative au seuil de 95 %, tandis que des ions Si<sup>4+</sup> sont apportés. Les autres éléments tels que Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, et P<sup>5+</sup> semblent en moyenne susceptibles d'échanges, sous la forme d'apport, sans que la probabilité de ce phénomène atteigne une quasi-certitude. Remarquons au passage que la concentration en oxygène peut être considérée comme constante au cours de la transformation, ce qui constitue une vérification du postulat de B. Brajnikov.

Le mode de calcul précédent permet de déceler l'existence d'une métasomatose siliceuse qui modifie à l'échelle régionale les roches éruptives basiques. Elle entraîne ainsi un départ de calcium et de magnésium. Cet apport d'ions  $\text{Si}^{4+}$ , qui se placent au sein des tétraèdres  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  peut provoquer deux agencements possibles des atomes constituant la métadolérite :

a) Une augmentation du nombre des tétraèdres, puisque la concentration en Al reste constante. Ce mécanisme paraît peu probable, car il entraînerait soit une augmentation du nombre d'oxygènes ou du volume, soit la cristallisation de minéraux à indice de tassement élevé (Fairbairn, 1943). Ces phénomènes n'ont pas été observés.

b) Un remplacement des ions  $\text{Al}^{3+}$  par  $\text{Si}^{4+}$  au-milieu des tétraèdres. Comme le nombre total d'atomes Al dans  $1 \text{ cm}^3$  reste constant, il faut alors supposer le passage de cet élément des positions tétracoordonnées aux positions hexacoordonnées. Dans ces sites structuraux, il tend donc à remplacer les atomes Mg qui sont chassés de la roche.

Le départ des ions  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Ca}^{2+}$  crée en effet un déficit de valences positives, qui ne semble pas compensé entièrement par l'apport de silicium. Pour maintenir l'équilibre électrostatique, plusieurs éventualités sont susceptibles de se produire. L'oxydation des ions  $\text{Fe}^{2+}$  en ions  $\text{Fe}^{3+}$  peut provoquer un gain de valences positives ; ce phénomène n'est pas incompatible avec la paragenèse des métadolérites, dans lesquelles apparaissent fréquemment de l'épidote et de l'oligiste. L'apport d'hydrogène est aussi évident, bien que les analyses chimiques ne le démontrent pas avec certitude ; cependant les métadolérites sont caractérisées par le développement de minéraux hydratés, tels que les amphiboles, les chlorites, les épidotes et même les biotites qui n'existent nullement dans les dolérites. La difficulté que nous avons à faire apparaître ce phénomène de façon nette chimiquement tient au fait qu'il est impossible de rencontrer un échantillon dépourvu de toute transformation métamorphique. Enfin certains cations, comme  $\text{Na}^+$  ont pu localement accompagner la métasomatose siliceuse.

### 3 - Conclusions sur l'évolution métamorphique des dolérites

L'étude chimique qui précède a montré l'existence d'une métasomatose siliceuse, accompagnée d'un départ d'ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ , au cours du métamorphisme épizonal des dolérites. Ce phénomène a une ampleur vraiment régionale ; il rend également plausible le jeu de l'aluminium qui tend à occuper les positions hexacoordonnées. Des apports supplémentaires d'ions  $\text{Na}^+$ ,  $\text{H}^+$  (ou  $\text{OH}^-$ ) ont pu dans certains endroits jouer un rôle important pour combler les déficits de valences positives, qui par ailleurs ont été compensés par une oxydation des ions  $\text{Fe}^{2+}$ .

Le calcium libéré lors de ce métamorphisme semble se retrouver dans les veinules et les amygdales de calcite, d'épidote et de prehnite, très fréquentes dans ces roches basiques. Quant au magnésium, il est possible qu'il soit récupéré lors de la formation de la chlorite dans les schistes et les quartzites encaissants, ainsi que de quelques minéraux ferromagnésiens (actinote, micas, clinocllore) des calcaires peu dolomitiques qui sont associés aux dolérites.

La source des éléments apportés (Si, H et Na) est difficile à trouver dans les roches basiques elles-mêmes. Les terrains sédimentaires qui leur sont associés ont été affectés aussi par le métamorphisme épizonal et présentent à l'heure actuelle des compositions chimiques sans doute différentes de celles des matériaux primitifs. Ce phénomène est particulièrement visible dans les faciès calcaires, dans lesquels le développement de quartz, d'albite, de tourmaline, et de dipyre traduit un apport métasomatique de Si, Na et d'éléments "volatils" (F, B, Cl...).

## INTENSITÉ DU MÉTAMORPHISME

Les formations sédimentaires et volcaniques situées au S de l'accident du Pedroso ont donc été le siège d'un métamorphisme d'épizone. Dans la plupart des cas, la nature du matériel originel peut être identifiée avec aisance ; il est même possible de repérer les principaux niveaux de la série sédimentaire. L'étude pétrographique montre, en effet, que les textures primaires, sédimentaires ou éruptives, sont encore reconnaissables ; mais les compositions minéralogiques ont subi des modifications de plus en plus intenses vers le Sud, en direction du massif de Lora del Rio. La nature lithologique a une influence sur l'intensité des transformations qui sont très reconnaissables à l'œil nu dans les roches carbonatées et les roches éruptives basiques. Les faciès péliques et gréseux sont cependant utiles pour établir une zonéographie cartographique, en tenant compte de la présence ou non de la biotite. Ainsi nous avons pu tracer une ligne isograde corres-

pendant à l'apparition de ce minéral dans les schistes (fig. 38, p. 117). Elle suit approximativement la bordure du massif cristallophyllien de Lora del Rio, et individualise les régions où le métamorphisme est plus accusé : Rilla, Los Caños, las Francas, Mazuecos et Almenara. Dans cette dernière localité existe une zone de passage avec les formations franchement cristallophylliennes de Peñaflor.

## 1 - Associations minérales : faciès de métamorphisme

Les descriptions pétrographiques indiquent que les associations minérales sont caractéristiques du faciès *schistes verts*, au sein duquel l'isograde de la biotite permet de distinguer les deux sous-faciès définis par F. Turner (1958) :

- le sous-faciès à *muscovite-chlorite*
- le sous-faciès à *biotite-épidote*.

Rappelons ici les principaux assemblages minéraux que nous avons rencontrés dans les roches de la province de Séville.

### a) Sous-faciès "schistes verts" à muscovite-chlorite

*Roches pélitiques :*

chlorite - quartz - (albite) - (épidote) - (tourmaline)  
muscovite - chlorite - quartz - pyrite

*Roches gréseuses et arkosiques :*

quartz - albite - chlorite - muscovite - magnétite

*Roches carbonatées :*

calcite - chlorite - muscovite - quartz (épidote) - (sphène)  
calcite - muscovite - quartz - albite - pyrite

*Roches basiques :*

actinote - épidote - clinocllore - (quartz) - (albite)

### b) Sous-faciès "schistes verts" à biotite-épidote

*Roches pélitiques :*

biotite - muscovite - quartz - albite - (tourmaline)

*Roches gréseuses et arkosiques :*

quartz - albite - biotite  
quartz - albite - biotite - chlorite - (tourmaline)

*Roches carbonatées :*

calcite - quartz - albite - trémolite - biotite - clinocllore  
calcite - quartz - albite - épidote - biotite  
calcite - quartz - albite - actinote - épidote  
calcite - quartz - diopside - épidote - actinote - clinocllore

*Roches basiques :*

actinote - clinocllore - épidote - biotite - diopside - (quartz) - (albite)

## 2 - La zone de transition de Almenara-Retortillo

Dans la région du château de Almenara et du Retortillo, les faciès carbonatés et éruptifs présentent des associations différentes, bien que les roches schisto-gréseuses appartiennent à la zone de la biotite. Les calcaires, très souvent rubanés, sont caractérisés par l'association minérale :

calcite - actinote - grenat - épidote - albite - (diopside).

Les roches basiques sont transformées en amphibolites, nettement litées ; quelques textures reliques ophitiques subsistent cependant.

Elles ont la constitution suivante :

hornblende vert-bleu - épidote - andésine (37 % An).

Le minéral le plus représenté est une hornblende bleutée, en cristaux aciculaires (échantillon 606) :

$$\begin{array}{ll} 2 V_x = 45^\circ & Z = \text{bleu vert} \\ Ng \wedge c = 15^\circ & X = \text{jaune vert pâle} \\ Ng = 1.685 & \end{array}$$

Ces paragenèses annoncent, par conséquent, la proximité du faciès amphibolite, qui se développe plus au Sud, dans la région de Peñaflores.

## CONCLUSIONS

A l'issue de cette description des associations minérales, il est difficile de se faire une idée exacte des conditions de métamorphisme. Les faciès minéraux des roches sédimentaires sont extrêmement classiques, bien que les calcaires montrent une abondance assez exceptionnelle en diopside. Quant aux roches éruptives, elles prennent très rarement le faciès de schistes verts basiques, à actinote et à albite.

Le comportement particulier des roches vertes appelle quelques remarques. Les textures conservent leur caractère ophitique sur toute l'étendue des faciès schistes verts et n'acquièrent une orientation nette que dans les zones plus fortement métamorphiques. Les plagioclases acides ne se développent pas de façon générale, et souvent le diopside occupe leur place dans la paragenèse. La teneur en anorthite des plagioclases qui sont associés à l'épidote dans les faciès amphibolitiques de transition, est assez élevé. Il semble donc qu'il y ait une certaine disharmonie entre le métamorphisme des roches vertes et celui des roches sédimentaires, et qu'il soit difficile d'appliquer la notion de faciès métamorphique.

Devant ces conditions un peu particulières, nous pouvons supposer que la pression lithostatique était relativement peu élevée par rapport à celle qui est envisagée d'habitude dans un métamorphisme de *type dalradien*, pour lequel la plupart des pétrographes ont imaginé la suite des faciès minéraux classiques (Turner, 1958, par exemple). La conservation des textures nous permet d'émettre cette hypothèse ; mais les réactions métamorphiques ont été influencées par les pressions partielles en  $H_2O$ ,  $CO_2$ ... et localement Cl, B..., qui, dans le cas présent, ont dû avoir des valeurs assez élevées par rapport à la pression de charge.

Dans la série géosynclinale paléozoïque, nous avons noté la diversité des faciès lithologiques, soulignés encore par la présence des roches volcaniques basiques. Le contact de roches si différentes a pu entraîner l'existence de gradients chimiques, à la suite de ce déséquilibre, dans les conditions régnant dans le domaine géosynclinal. Ce phénomène a provoqué ainsi des échanges métasomatiques surtout probants pour les corps volatils ou les *minéralisateurs*, et tendant à réajuster les compositions chimiques vers des états d'équilibre. Les formations carbonatées et basiques auraient servi de "récepteurs" des éléments Si, Na, H... Cl et Al éventuellement, que seraient susceptibles de libérer les roches arkosiques et pélitiques voisines. A leur tour, les sédiments silico-alumineux auraient "accueilli" des éléments tels que Mg, Fe, Ca, entraînant le développement de chlorite, d'épidote, de tourmaline et de minerais (pyrite, magnétite).

Toute la matière ainsi échangée a son origine probable dans la série vulcano-sédimentaire ; les conditions métamorphiques ont entraîné ses mouvements locaux, pour satisfaire aux lois d'équilibre thermodynamique. Que ces mouvements aient été favorisés par les "agents minéralisateurs", ne semble pas faire de doute. Les gisements de pyrite de Almenara en sont une conséquence et leur mise en place est en relation avec le métamorphisme de faciès *schistes verts*. Ainsi à ce stade peu accentué du métamorphisme, l'ensemble des roches intéressées par ce phénomène montre déjà une ébauche vers une homogénéisation chimique, qui est loin d'atteindre cependant l'ampleur avec laquelle elle se développe dans les zones plus métamorphiques et dans les zones de granitisation.



## 2<sup>ème</sup> SECTION

# LE MASSIF CRISTALLOPHYLLIEN DE LORA DEL RIO

## CHAPITRE I

# MISE EN PLACE DES UNITÉS GÉOLOGIQUES

## INTRODUCTION

Le massif de Lora del Rio est situé dans la partie méridionale de la région étudiée ; il forme les premières collines de la Sierra Morena au N immédiat du Guadalquivir entre Alcolea del Rio et Lora del Rio. A l'E de cette ville, au contraire, il est presque entièrement recouvert par les couches miocènes et quaternaires et n'affleure que sporadiquement dans les boutonnières de cette couverture entaillée par les affluents du Guadalquivir. Il est limité au Nord par le chevauchement de Los Caños-Las Francas, grossièrement E-W, qui s'étend sur plus de 30 km entre Rilla et le château de Almenara. Cet accident le met en contact avec les formations cambriennes épimétamorphiques de la zone médiane.

Ces limites, d'origine tectonique ou transgressive, donnent une forme triangulaire au massif. Sur sa bordure occidentale, la limite est moins nette, car existe une zone de passage progressif avec les formations épimétamorphiques, d'un caractère un peu spécial, sur lequel nous reviendrons ultérieurement. Nous avons signalé, d'autre part, que dans sa portion nord est ce massif se rattachait de façon continue aux terrains cambriens métamorphisés, à faciès schistes verts, qui affleurent dans la vallée du Retortillo et les régions avoisinantes (Almenara, Turuñuelo).

L'étude géologique de cette unité structurale est rendue difficile par la présence de la couverture récente qui masque sa moitié orientale, et par l'altération assez poussée des parties affleurantes, qui sont situées au niveau de la pénéplaine pré-miocène ; seuls quelques cours d'eau ont réussi à décaper assez profondément ces terrains pour laisser apparaître leur structure et fournir des échantillons frais.

## ÉTUDE STRUCTURALE

Le relief peu accidenté de cette région, surtout à l'E du Guadalbarcar, ne permet pas en règle générale d'avoir une vision des figures de déformation dans les trois dimensions. Les méthodes fines d'analyse tectonique n'ont pas été employées de façon systématique ; aussi les résultats qui sont présentés ici sont trop restreints pour permettre des interprétations parfaitement sûres.

### 1 - Dislocations et fractures

Les failles et les dislocations sont nombreuses dans le secteur occidental du massif de Lora del Rio. Ces accidents se traduisent sur le terrain par des mylonites et des filons de quartz laitueux, parfois géodiques ; la nature très siliceuse de ces roches les met en relief par rapport aux formations cristallophylliennes environnantes. Parfois le remplissage de ces dislocations est constitué par des pegmatites.

Les directions sont assez variées. Entre la bordure occidentale et la route départementale C 432, les accidents principaux ont une orientation N60°-70°E, sensiblement identique à celle du chevauchement de Los Caños (fig. 34) : le plus important est celui de la Casa de Idroga. Plus

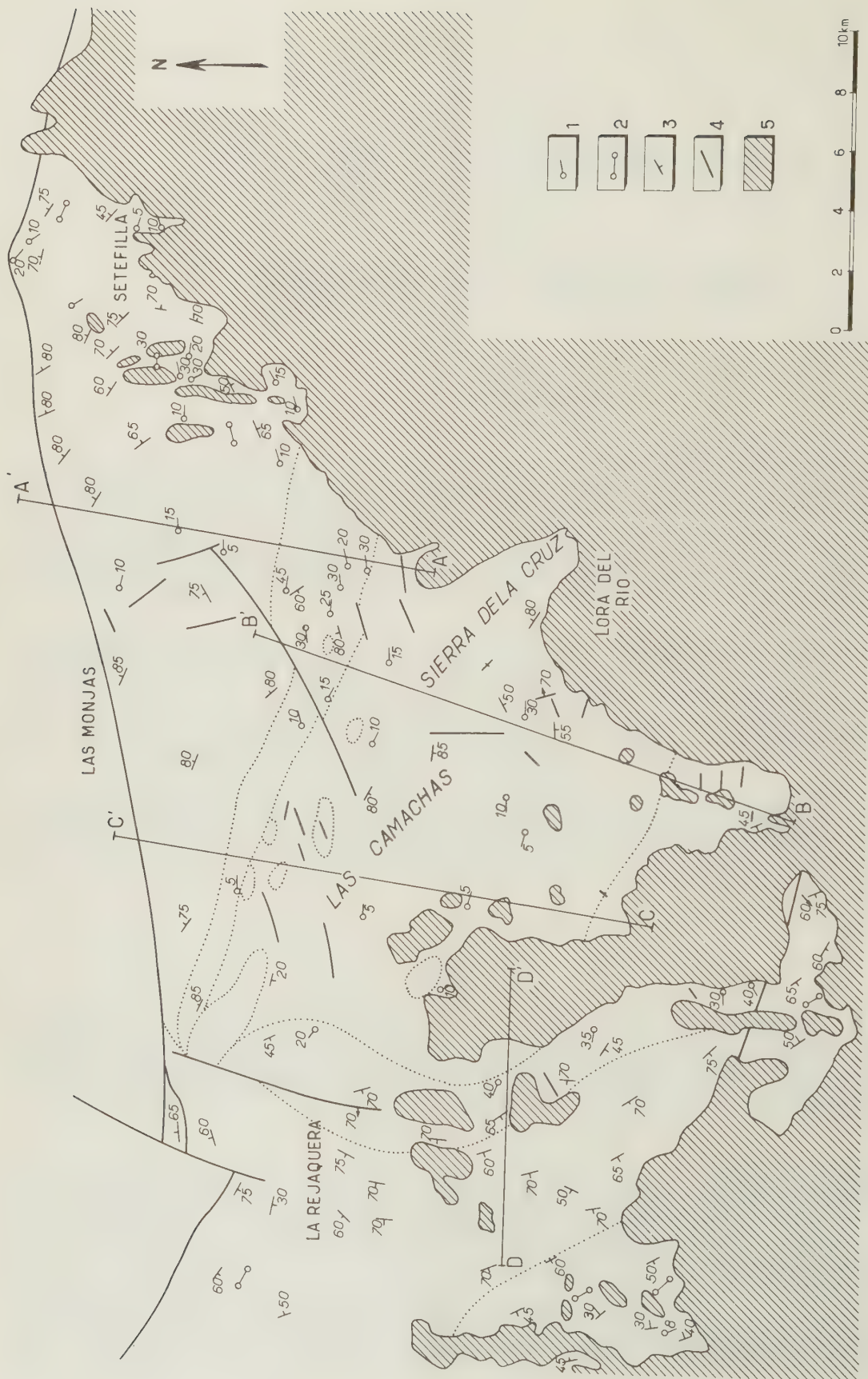


Fig. 34 - Carte structurale du massif de Lora del Río.  
 1. Direction de l'axe de plissement ; le nombre indique le plongement axial  
 2. Axe horizontal  
 3. Pendage  
 4. Accident tectonique  
 5. Couverture miocène  
 AA', BB', CC' et DD' indiquent l'emplacement des coupes de la fig. 37

au Sud, dans la région partiellement recouverte par le Miocène de la Peña de la Sal, la direction prépondérante des cassures est N100°E. Les formations migmatitiques de cette zone chevauchent vers le Sud les micaschistes le long d'une surface très mylonitisée, orientée N120°E et à fort pendage vers le Nord (bien visible dans l'arroyo de los Majadales).

Enfin de nombreux filons de quartz et de zones broyées ont des directions sensiblement N-S. La dislocation la plus importante se situe sur la limite nord ouest du massif, entre les cortijos de la Rejaquera et de Valdiviesa ; elle a une direction N15°-20°E et un pendage 70°W. Ces derniers accidents correspondent au point de vue orientation aux cassures transverses qui affectent le socle hercynien de cette région.

## 2 - Schistosité et foliation

La foliation est assez facile à reconnaître dans les gneiss où elle semble correspondre au pendage général des couches. Son identification est plus malaisée dans les faciès quartzitiques et dans les migmatites, où seules les enclaves peuvent être d'une certaine utilité. Du Retortillo à la route de la Mesa del Carril - Las Francas (2 km à l'W du Guadalbarcar), le pendage général des formations cristallophylliennes est Nord Est à Nord et dépasse souvent 45° ; cette même orientation se retrouve dans le secteur situé au N de l'accident de la Casa de Idroga. Dans le secteur compris entre la Mesa del Carril et la Sierra de la Cruz, au contraire, le pendage est dirigé vers le Sud ; il en est de même pour la plupart des septa gneissiques à l'intérieur des migmatites.

Les schistes à minéraux, qui bordent à l'Ouest le massif de Lora del Rio, ont une schistosité dessinant un arc méridien, dont la concavité est tournée vers l'Est. Les pendages oscillent entre 60 et 75° vers l'Ouest. Ces schistes se moulent donc sur les formations plus métamorphiques et même migmatitiques qui constituent le noyau de ce massif.

## 3 - Style des déformations dans les gneiss

### - Les plis d'amplitude moyenne

Les plis d'amplitude moyenne, de l'ordre du mètre à quelques mètres, se rencontrent assez souvent dans les gneiss à sillimanite et les quartzites feldspathiques qui leur sont associés. Les meilleurs affleurements sont situés sur la route de Las Francas, à proximité de la Mesa del Carril, ainsi que dans l'arroyo de las Monjas, à l'E de la route départementale C 452 (planche II, fig. 1 et 2). Des plis sont également observables dans les septa de calcaires métamorphiques et de gneiss à pyroxène, inclus dans les anatexites à cordiérite (région du Morón, à l'W de la Sierra de la Cruz).

Ces plis sont généralement dissymétriques, et comme ils sont fréquents dans les séries alternées de bancs quartzitiques et de niveaux plus gneissiques, ils semblent correspondre souvent à des plis d'entraînement (*drag folds*) appartenant à des structures de plus grande amplitude.

### - Les plissements et les petits plis

Les gneiss à deux micas et les gneiss à sillimanite et à biotite sont couramment affectés par des plissements, surtout dans les niveaux riches en micas. Ces déformations traduisent une certaine disharmonie avec les bancs de quartzites ou d'amphibolites, due au fluage du matériel plus "argileux", et sont accompagnées d'une feldspathisation intense. Des lentilles quartzeuses ou quartzo-feldspathiques se développent dans ces niveaux plissotés, et sont également affectées par ce type de déformation, donnant lieu ainsi à des plis *synmigmatiques*, des figures de *pinch and swell* (1)... (planche III, fig. 1).

### - Boudinage

La disharmonie de plissement entre des roches de compétence différente se traduit aussi par le boudinage de certains bancs tels que quartzites ou amphibolites. Le cañon du Guadalbarcar, près de Setefilla montre par exemple de nombreux boudins de quartzite à épidote dans les gneiss à biotite et andalousite (planche II, fig. 3). Dans certains cas, l'allongement du boudin est oblique par rapport à la direction locale de l'axe de plissement ; des rotations de ces boudins par rapport au matériel plus plastique sont également observables. Ce phénomène rend compte du caractère asymétrique des déformations tectoniques enregistrées par ces roches cristallophylliennes.

-----  
(1) *pinch and swell* : veines "pincées et gonflées" alternativement.

#### 4 - Déformations dans les migmatites. Position des enclaves

Le terme de migmatite est employé ici dans un sens tout à fait descriptif (Laffitte, 1957 ; Krummenacher, 1959) ; les migmatites "sont des roches métamorphiques, formées, à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, de deux parties distinctes : une partie différenciée mélanocrate (appelée couramment trame) et une partie différenciée quartzo-feldspathique".

Comme nous le verrons dans l'étude pétrographique, la partie différenciée claire est constituée par un matériel granodioritique, renfermant des nodules de cordiérite. Quant aux parties mélanocrates, elles correspondent à des matériaux ayant conservé plus ou moins leur nature gneissique. Les structures de cet ensemble sont donc très hétérogènes à l'échelle de l'affleurement. Le caractère qui domine est l'impression de mobilité de la matière quartzo-feldspathique ; ces zones différenciées claires présentent une certaine "fluidalité", matérialisée par des traînées de minéraux sombres (biotite, cordiérite) et qui épouse les contours des enclaves (planche II, fig. 5).

L'hétérogénéité de ces formations migmatitiques est en effet soulignée par l'existence de lentilles, d'enclaves ou de boudins de nature cristallophyllienne souvent particulière telle que calcaire, roche basique, quartzite. La présence de ces septa permet de se faire une idée sur la disposition structurale de cet ensemble migmatitique par rapport à la série des gneiss. Ces grandes traînées sont en effet caractérisées par les mêmes déformations plastiques que les gneiss, en particulier plissements et petits plis. Ces structures peuvent donc être considérées comme héritées du matériel cristallophyllien anté-migmatitique.

Dans le cas des enclaves et des boudins, de dimensions plus réduites (de l'ordre de quelques dizaines de centimètres), se pose le problème de l'héritage des structures visibles telles que linéation, foliation, microplissements... Deux possibilités sont à envisager. La migmatisation s'est faite en milieu statique sur une série gneissique plissée, comme c'est le cas présent ; la disposition "désordonnée" des structures résiduelles, visibles dans les enclaves est due au plissement antérieur (Perrin et Roubault, 1955). Au contraire, les enclaves peuvent se disposer suivant des structures acquises pendant la migmatisation (Wegmann, 1932, 1947). Ainsi les boudins sont généralement allongés et fusiformes (planche II, fig. 4) et très souvent courbés. Ils s'organisent parallèlement à la "fluidalité" de la phase différenciée leucocrate. Selon D. Krummenacher (1959), cette disposition parallèle à la foliation et aux hétérogénéités des migmatites représenterait "les plans d'écoulement de la matière".

*Ainsi dans les zones de passage entre la série gneissique et les migmatites, les structures encore observables seraient en grande partie héritées, tandis que dans les zones où la granitisation est plus accentuée et généralisée, les structures dessinées par les enclaves seraient acquises lors des mouvements accompagnant la migmatisation.* Dans ces conditions, seules les mesures d'axe de plis et de linéation dans les septa importants et dans les zones de migmatisation commençante ont une valeur pour la comparaison avec celles de la série gneissique.

#### 5 - Axes de plissement

Etant donné la morphologie actuelle du massif de Lora del Rio, les observations dans les trois dimensions sont peu nombreuses ; aussi les axes de plis mesurables sont-ils rares. Les mesures effectuées sur le terrain et les axes construits à partir des pendages de couches ont été reportés sur la carte figure 34. La direction la plus fréquente de ces axes est E-W à l'W du Guadalbarcar (N80° à 100°) et devient franchement NW-SE à l'E de ce cours d'eau. Les inclinaisons sont très variables d'Ouest en Est du massif.

Sur la bordure occidentale, les axes de plis sont en général fortement inclinés vers le WNW (30° à 40°). Ensuite au sein du domaine des migmatites (région de las Camachas), ils sont sensiblement horizontaux, tandis que plus à l'Est sur une ligne reliant Lora del Rio à la Casa de las Monjas, ils sont inclinés fortement vers l'Est (jusqu'à 45°) (fig. 35). Le long de la route de las Francas, orientée N-S, les axes ont de nouveau des inclinaisons accusées vers l'Est pour redevenir ensuite pratiquement horizontaux sous la couverture miocène.

Il est donc possible de reconnaître une flexure axiale dans la série gneissique au niveau de la Mesa del Carril (route de las Francas), comme l'indique la figure 36. Une deuxième flexure axiale est observable dans le domaine granitisé, sur la ligne Lora del Rio - Las Monjas, c'est-à-dire à proximité du domaine des migmatites.

De plus les formations gneissiques et migmatitiques présentent dans l'ensemble des directions de plis analogues. Cependant l'orientation NW-SE, qui caractérise plutôt la série gneissique, tend à devenir franchement E-W dans la zone des migmatites. Ces observations géométriques semblent

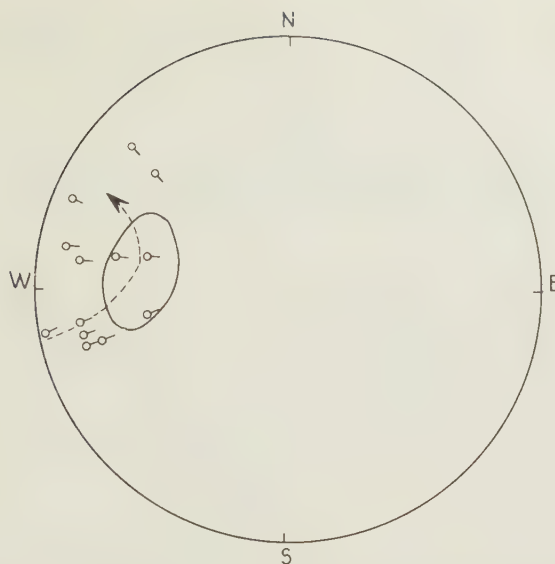


Fig. 35 - Stéréogramme des axes de plis dans les gneiss

La flèche indique la succession des plis observés d'Ouest en Est.  
Zone entourée : flexure de la Mesa del Carril

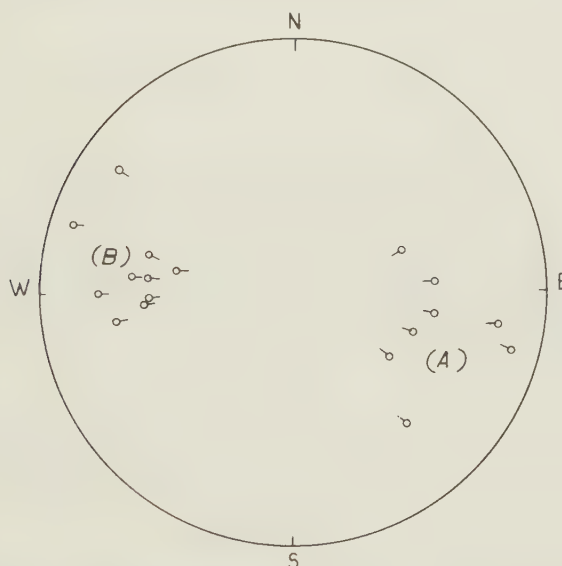


Fig. 36 - Stéréogramme des axes de plis dans les migmatites

A. Bordure occidentale

B. Flexure orientale (Las Monjas - Lora del Rio)

indiquer que le matériel granitisé a monté de façon diapirique au sein de la série cristallophyllienne, ce mouvement ayant été plus accusé encore sur le flanc occidental, facilité sans doute par des cassures telles que la dislocation de la Rejaquera.

## CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DU MASSIF CRISTALLOPHYLLIEN DE LORA DEL RIO

L'existence d'un passage progressif entre les terrains sédimentaires paléozoïques et les formations cristallophylliennes dans la région d'Almenara et du Retortillo incite à décrire le massif

de Lora del Rio d'Est en Ouest. L'étude de terrain permet de se rendre compte que l'intensité du métamorphisme croît dans ce sens. Aussi est-il possible de distinguer deux grands ensembles :

- la série gneissique orientale de Peñafior-Setefilla
- le complexe granitisé de las Camachas.

Nous décrirons, en outre, la bordure occidentale, dans la région de la Rejaquera et de Valdívieso.

### 1 - La série gneissique orientale

La série gneissique n'affleure pratiquement qu'à la faveur de fenêtres entaillées dans la couverture tertiaire par les affluents rive droite du Guadalquivir. Les principaux affleurements se rencontrent donc de façon sporadique, à Peñafior, dans la vallée du Retortillo, au Pino, dans les collines de Setefilla (Guadalbarcar), à l'W desquelles la couverture récente est mieux décapée, laissant à nu le socle sur de plus larges étendues. D'Est en Ouest, il est possible de reconnaître sur le terrain plusieurs groupes de formations cristallophylliennes, d'après leurs caractères lithologiques et structuraux. Nous verrons par ailleurs, dans le chapitre suivant, qu'il existe une certaine concordance entre ces groupes et la zonéographie métamorphique.

#### - *La zone de Peñafior*

Les formations métamorphiques qui affleurent dans les régions de Peñafior, du Retortillo, d'Almenara et du Pino, sont constituées par une série de gneiss très micacés, à schistosité bien marquée, au sein desquels s'individualisent des bancs de quartzites à épidote et à amphibole, et de calcaires cristallins plus rares. Les niveaux basiques d'amphibolites à épidote sont très abondants sous la forme de lentilles importantes et parfois de boudins de taille réduite (de l'ordre d'une dizaine de centimètres).

Cet ensemble est affecté de plis isoclinaux en général NW-SE, déversés vers le Sud Ouest.

#### - *La zone de Setefilla (Guadalbarcar).*

La profonde vallée du Guadalbarcar et les collines qui la bordent sont formées par une série de gneiss feldspathiques et de quartzites micacés, très plissotés. Des boudins zonés de quartzites à épidote et des lentilles d'amphibolites sont fréquents à certains niveaux. Au sein de ces gneiss se manifestent de nombreuses différenciations quartzo-feldspathiques, amygdalaires, contournées, qui renferment très souvent de beaux cristaux d'andalousite. Enfin près de Setefilla, des filons sécants de pegmatite sont abondants. La direction générale des couches est grossièrement NW-SE, avec de nombreuses variations dans le détail.

#### - *La zone de la Mesa del Carril - Las Monjas*

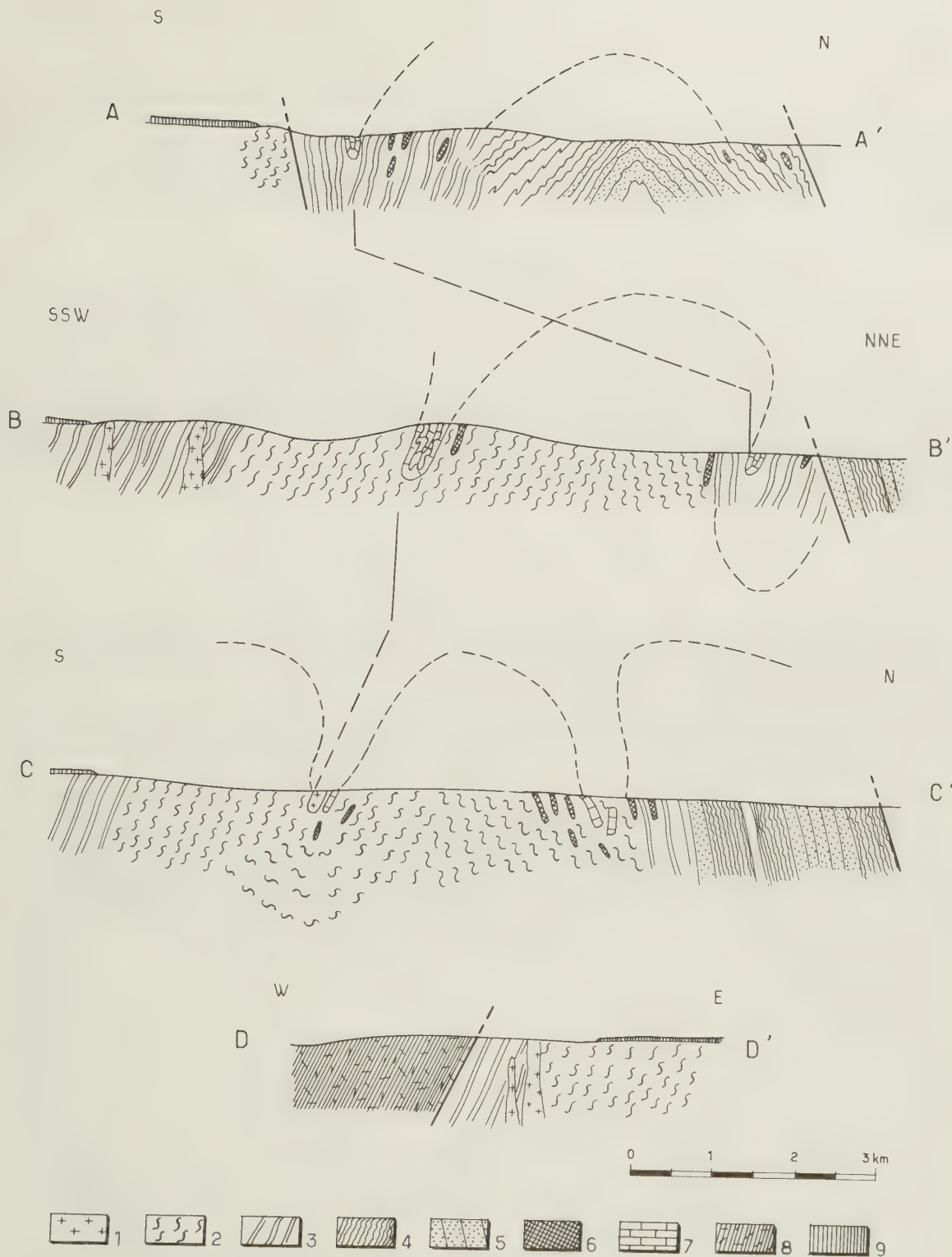
A partir de la route de la Mesa del Carril à las Francas, vers l'Ouest, affleure une puissante série de faciès à prédominance quartzitique, ne renfermant pratiquement pas de lentilles d'amphibolites, ce qui la différencie très nettement de la zone précédente. Cette série est formée par une alternance plus ou moins régulière de quartzites à microcline, légèrement micacés et de gneiss à biotite et à sillimanite, dont la structure est parfois œillée.

Cet ensemble est affecté par des plis de moyenne amplitude, présentant des disharmonies entre les bancs de compétence différente. Des plis d'entraînement sont aussi visibles et permettent de mettre en évidence une vaste structure anticlinale, orientée E-W et qui plonge vers l'Est, pour s'envoyer sous les terrains de la zone précédente au niveau de la *flexure de la Mesa del Carril*. De nombreuses dislocations perturbent la régularité apparente de ce domaine.

### 2 - Le complexe granitisé des Camachas

L'unité des Camachas correspond à un ensemble de forme semi-elliptique de faciès migmatitiques variés, qui s'étend depuis Los Caños jusqu'à Lora del Rio où il s'envoie sous la couverture miocène. Elle passe de façon très progressive à la série gneissique orientale par une zone de migmatites très hétérogènes, caractérisées par l'apparition dans les gneiss de différenciations granitiques riches en cordiérite. Ce passage se fait légèrement en biais par rapport aux lignes structurales de la série gneissique.

Du point de vue pétrographique (voir chap. suivant), mis à part le changement de structure, ces faciès granitisés sont caractérisés sur le terrain par l'abondance de la cordiérite, facilement discernable à l'œil nu. Cet ensemble montre un phénomène de granitisation intense, avec une ho-



mogénisation de plus en plus poussée vers des faciès de granodiorites à cordiérite et de diorites quartziques.

De nombreuses reliques des terrains préexistants, sous la forme de septa et d'enclaves de taille plus réduite, permettent d'imaginer la disposition tectonique du matériel prégranitique. Cette reconstitution est possible grâce à l'existence d'alignements de roches de même nature et la localisation de certains faciès (en particulier calcaire et amphibolite) dans des zones allongées bien déterminées. Il peut être reconnu de cette manière une succession de plis de grande amplitude, de direction générale E-W à WNW-ESE, et déversés vers le Nord, et dont les coupes figure 37 donnent une représentation schématique.

### 3 - La bordure occidentale du massif de Lora del Rio

De Los Caños, au Nord, jusqu'au Guadalquivir, le massif de Lora del Rio est limité par un arc très ouvert de formations hétérogènes, comprenant des migmatites à cordiérite, des gneiss à sillimanite et quelques niveaux quartzitiques. Les axes des plis mesurables dans ces terrains ont des plongements très accusés vers l'Ouest. En outre, l'agencement structural de cet ensemble est perturbé par de nombreuses fractures. Enfin, les faciès granitisés passent très rapidement à des formations de micaschistes noduleux à minéraux, dont la schistosité, à pendage très fort (70° vers l'Ouest), dessine un vaste arc épousant la bordure du massif de Lora del Rio. L'étude géologique de terrain donne l'impression d'un véritable métamorphisme de contact des formations épimétamorphiques autour du complexe granitisé de las Camachas.

## CONCLUSIONS

Les considérations géométriques et l'étude géologique de terrain qui viennent d'être exposées mettent en évidence l'aspect dissymétrique du massif cristallophyllien de Lora del Rio. Cette dissymétrie apparaît d'abord par l'existence de deux ensembles bien distincts du point de vue lithologique : le complexe granitisé des Camachas à l'Ouest et sa couverture, la série gneissique de Peñafior - Setefilla. Cette série gneissique orientale montre un enrichissement en faciès calciques de plus en plus marqué vers l'Est ; elle est constituée par une suite de plis isoclinaux, dont les axes plongent très fortement vers l'Est, en bordure du domaine migmatitique.

La couverture gneissique sur le flanc occidental du complexe des Camachas est au contraire très réduite, et présente des plongements axiaux accusés vers l'Ouest. Ces observations semblent indiquer la *montée diapirique du domaine granitisé*, au sein de la série gneissique, accompagnée d'un basculement de l'ensemble cristallophyllien vers l'Est, de sorte que la zone occidentale se trouve à un niveau tectonique plus élevé. Ce mouvement, facilité par des dislocations cisailantes a entraîné la position structurale et le métamorphisme des micaschistes.

## CHAPITRE II

### LES FORMATIONS SILICO-ALUMINEUSES ET CALCIQUES

Ce chapitre traite uniquement de la pétrographie de l'ensemble des roches cristallophylliennes, à l'exclusion des amphibolites dont la description fera l'objet du chapitre suivant. Les divisions établies sur le terrain serviront de cadre à cette étude, car elles correspondent à peu près à une zonéographie des faciès métamorphiques. La composition minéralogique des formations pélitiques permet en effet de distinguer plusieurs zones dans la série gneissique orientale ; elles sont caractérisées de la façon suivante :

- zone I : apparition du grenat almandin
- zone II : présence d'andalousite
- zone III : apparition de la sillimanite

Les phénomènes de migmatisation qui interviennent au niveau de la zone III seront étudiés à part. La répartition géographique de ces zones est indiquée sur la carte, figure 38.

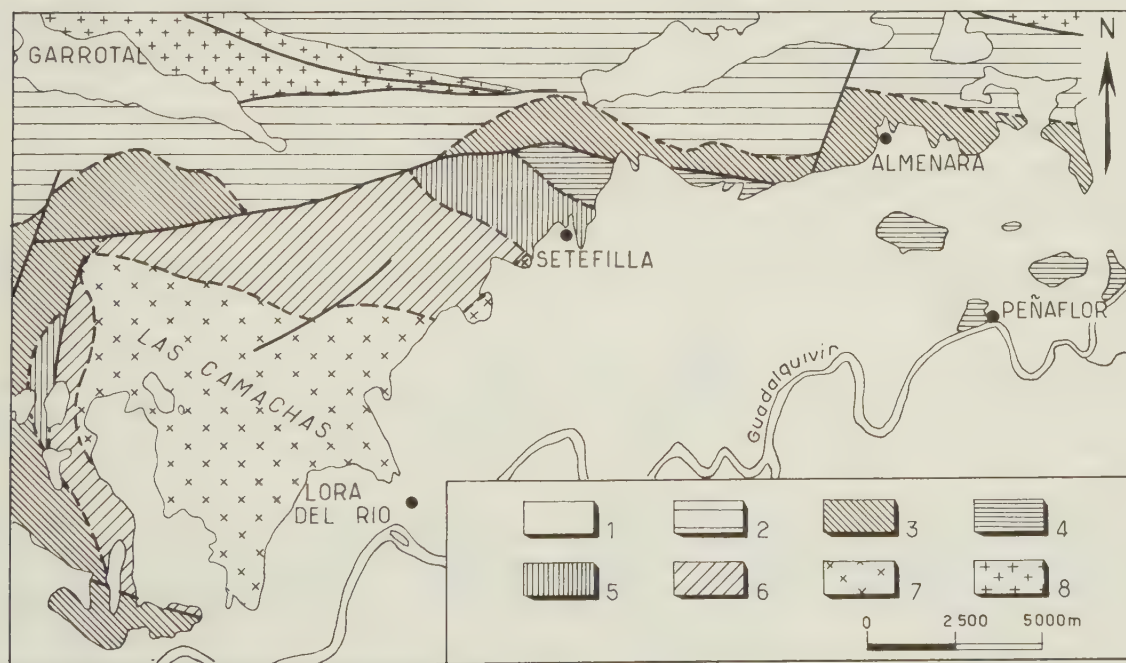


Fig. 38 - Carte zonéographique du massif de Lora del Rio

- |                          |                                    |
|--------------------------|------------------------------------|
| 1. Couverture tertiaire  | 5. Zone II                         |
| 2. Cambrien              | 6. Zone III                        |
| 3. Faciès schistes verts | 7. Complexe granitisé des Camachas |
| 4. Zone I                | 8. Granite du Garrotal             |

## LA SÉRIE GNEISSIQUE ORIENTALE

### 1 - Les roches de la zone I, à grenat

Les formations de la zone I qui affleurent dans la région de Peñaflor comprennent un ensemble de bancs de gneiss très micacés et de quartzites micacés au sein desquels s'intercalent des faciès plus calciques, tels que des quartzites à épidote et à amphibole et des calcaires à minéraux silicatés. Signalons en outre l'abondance de lentilles d'amphibolites.

#### - Les gneiss très micacés

Ces roches dont un très bel affleurement se rencontre dans la carrière située près du pont du Retortillo, ont un aspect macroscopique de micaschistes feldspathiques ; leur couleur est en général noir-verdâtre, avec un éclat luisant dû à l'abondance des micas. Très plissotées, elles ne sont pas caractérisées par un débit schisteux facile.

En lame mince, la roche présente la composition minéralogique suivante :

|             |            |
|-------------|------------|
| Biotite     | Magnétite  |
| Quartz      | Grenat     |
| Plagioclase | Tourmaline |
| Muscovite   | Apatite    |
|             | Zircon     |

La texture lépidoblastique, souvent plissotée, est soulignée par l'existence de grandes lames de biotite, de couleur brun-verdâtre (0,5 à 1 mm). Les minéraux blancs forment une trame de cristaux engrenés (0,2 mm) entre les micas. Les plagioclases sont peu mâclés et correspondent souvent à de l'albite - oligoclase (10 % An), parfois à de l'oligoclase (22 % An). Les autres espèces sont en quantité moins importante, sauf la magnétite qui pigmente le fond de la roche par l'intermédiaire de petits cristaux automorphes. Le grenat semble se développer de préférence dans certains lits.

Ces formations gneissiques renferment de nombreuses amygdales de quartz, affectées également par les plissotements, et dont la longueur n'excède jamais quelques dizaines de centimètres. Autour de ces différenciations quartzieuses, les gneiss s'enrichissent en micas et sont appauvris en éléments blancs (planche III, fig. 1).

#### - Les quartzites micacés

Les quartzites micacés se distinguent des roches précédentes par l'abondance plus élevée de quartz dans leur composition. Leur couleur est généralement plus claire, gris-verdâtre, et leur aspect est plus massif, bien qu'une certaine foliation soit visible.

En plaque mince, la texture est granolépiblastique, par suite de l'orientation marquée des paillettes de micas. La composition minéralogique est la suivante.

|              |            |
|--------------|------------|
| Quartz       | Magnétite  |
| Biotite      | Grenat     |
| Plagioclase  | Tourmaline |
| Muscovite    | Apatite    |
| (Microcline) | Zircon     |
|              | Chlorite   |

La trame de la roche est constituée par une mosaïque de petits cristaux de quartz (0,1 mm), auxquels s'ajoutent des plagioclases acides peu mâclés (10 % An), renfermant parfois des gouttelettes de quartz, et plus rarement du microcline albitisé, légèrement poecilitique. De nombreuses paillettes de biotite, de couleur brun-vert, cloisonnent les grains précédents ; la muscovite est moins représentée en individus de taille plus réduite.

Ces deux faciès, gneiss et quartzite micacé, sont très intimement liés sur le terrain, et passent insensiblement de l'un à l'autre ; aussi les roches intermédiaires sont-elles fréquentes.

#### - Les quartzites à épidote

Ils forment des bancs bien individualisés au sein de la série gneissique, et sont associés aux autres faciès calciques, que nous décrirons ultérieurement. Ils se rencontrent surtout dans l'arroyo

de Peñaflor, à l'entrée du village. Ces roches finement grenues et massives présentent cependant un litage ; leur couleur est claire et varie du jaune au gris-verdâtre.

Leur composition minéralogique :

|              |           |
|--------------|-----------|
| Quartz       | Magnétite |
| Clinozoïsite | Apatite   |
| Plagioclase  | Chlorite  |
| Sphène       | Muscovite |

est assez simple et est dominée par l'abondance du quartz et de la clinozoïsite. Les autres minéraux sont en quantités moins importantes. Le fond de la roche consiste en un agrégat de petits grains (0,1 à 0,5 mm) de quartz, cimentés par de la clinozoïsite en individus intergranulaires. Les feldspaths peu représentés correspondent à de l'oligoclase à 25 % An. Les minéraux accessoires tels que la magnétite et le sphène soulignent en général la structure litée de la roche.

L'association minérale de ce faciès semble indiquer pour la roche initiale une nature de grès à ciment calcaire, ou de calcaire gréseux.

#### - Les quartzites à amphiboles

Dans les formations précédentes, certains lits à structure plus orientée et dont la couleur est généralement plus claire, sont constitués par des quartzites amphiboliques. L'étude microscopique permet de distinguer deux faciès différents suivant la nature de l'amphibole : les quartzites à hornblende vert-bleu et les quartzites à cummingtonite.

#### - Les quartzites à hornblende

La texture est toujours grenue, avec une certaine linéation due à l'orientation des aiguilles d'amphibole. La composition minéralogique est dominée par la prépondérance du quartz, en petits grains (0,10 à 0,20 mm).

|                     |           |
|---------------------|-----------|
| Quartz              | Magnétite |
| Hornblende verte    | Grenat    |
| Biotite et Chlorite | Epidote   |
| Oligoclase          | Apatite   |

Les plagioclases (An = 30 %) forment des cristaux poecilites, un peu plus gros que ceux de quartz. Les amphiboles se présentent en aiguilles très allongées (0,5 - 1 mm), souvent squelettiques et orientées parallèlement les unes aux autres ; les caractères optiques de ces minéraux :

|                               |                              |
|-------------------------------|------------------------------|
| $2 V_x = 77^\circ - 82^\circ$ | Z = vert-bleu                |
| $Ng \wedge c = 17^\circ$      | X = incolore à vert-jaunâtre |
| $Ng = 1,665$                  |                              |
| $Ng - Np = 0,018$             |                              |

correspondent à une hornblende plutôt qu'à une actinote.

#### - Les quartzites à cummingtonite

Ces roches se distinguent des précédentes, en plus de la nature de l'amphibole, par une teneur plus élevée en feldspath et par une granulométrie plus fine (0,05 à 0,1 mm en moyenne). La composition minéralogique est la suivante :

|               |                   |
|---------------|-------------------|
| Quartz        | Apatite           |
| Cummingtonite | Epidote, Chlorite |
| Andésine      | Magnétite         |

Sur une trame équigranulaire de quartz et de plagioclases, se surimposent des aiguilles poecilites de cummingtonite (0,5 mm en moyenne), caractérisée par de nombreuses macles polysynthétiques et les propriétés optiques suivantes :

|                                 |                   |
|---------------------------------|-------------------|
| $2 V_x = 102^\circ \pm 2^\circ$ | $Ng - Np = 0,024$ |
| $Ng \wedge c = 19^\circ$        | Z = incolore      |
| $Ng = 1,675$                    |                   |

Les plagioclases sont parfois zonés avec un cœur plus acide (An = 22 %) que l'écorce (An = 32 %).

Ces quartzites renferment souvent des veines conformes de quartz laiteux, comme les gneiss environnants.

- Les calcaires à minéraux silicalés

Les roches carbonatées sont assez rares et ne se rencontrent qu'en petits bancs, plus ou moins lenticulaires à l'intérieur des quartzites à épidote. Ces calcaires riches en minéraux sont homogènes, assez compacts et de couleur gris-clair à verdâtre.

En plaque mince, il est possible de reconnaître les minéraux suivants :

|                  |                      |
|------------------|----------------------|
| Calcite          | Diopside             |
| Dipyre           | Sphène               |
| Hornblende verte | Epidote (secondaire) |
| Quartz           |                      |

Ce faciès est caractérisé par le grand développement des cristaux de dipyre, qui atteignent facilement plusieurs millimètres de long et qui englobent la plupart des autres éléments. La calcite qui forme le fond de la roche en remplissant les vides, est fortement remplacée par le dipyre.

La hornblende verte ( $2 V_x = 75^\circ$  ;  $Ng \wedge c = 18^\circ$  ;  $Ng = 1,67$ ), est le minéral ferromagnésien le plus représenté, en aiguilles assez trapues, qui se groupent souvent en agrégats radiés. De nombreux petits prismes de pyroxène (0,2 mm), du type diopside magnésien ( $2 V_z = 58-59^\circ$  ;  $Ng \wedge c = 43^\circ$ ), sont disséminés dans la masse de la roche, surtout à l'intérieur des cristaux poecilites de dipyre. Enfin le sphène en petits grains automorphes uniformément répartis est très abondant.

L'étude pétrographique des roches de la zone I renseigne sur la nature des sédiments originaux : la série correspondait à un ensemble de schistes plus ou moins gréseux renfermant de nombreuses intercalations carbonatées telles que grès à ciment calcaire et même calcaire plus ou moins marneux. Cette zone I est caractérisée par l'apparition du grenat almandin dans les gneiss et les psammites, par la coloration brun-vert de la biotite, et par l'existence de plagioclases relativement acides.

## 2 - Les roches de la zone II, à andalousite

La zone II est caractérisée par la présence d'andalousite dans les roches silico-alumineuses qui sont très abondantes. Son extension géographique est assez réduite, dans la vallée du Guadalquivir et les collines de Setefilla, car la couverture miocène masque la majeure partie des terrains cristallophylliens entre cette dernière localité et Peñafior.

### a) La série quartzo-pélitique

- Les gneiss à biotite

Les gneiss silico-alumineux de la région du Guadalbarcar se distinguent de ceux de la zone précédente par leur nature plus feldspathique. Leur couleur est ainsi plus claire, grise en général. La structure orientée est caractérisée par une alternance de lits très minces, d'environ 1 mm d'épaisseur, de matériel quartzo-feldspathique et de mica. Les plissements sont très fréquents et interrompent les lits micacés, ce qui a pour conséquence de leur conférer une structure en virgule.

L'étude microscopique de plusieurs lames minces de ce faciès révèle une composition minéralogique assez variée, suivant l'abondance relative de la muscovite par rapport à la biotite et la présence ou non de minéraux tels que l'andalousite ou le grenat.

|            |                    |
|------------|--------------------|
| Quartz     | Andalousite        |
| Oligoclase | Epidote - Chlorite |
| Biotite    | Tourmaline         |
| Muscovite  | Zircon             |
| Grenat     | Apatite            |
|            | Magnétite          |

La texture de la roche est lépidoblastique.

La trame quartzo-feldspathique a une granulométrie fine (0,1 mm environ). Les feldspaths qu'elle renferme correspondent à de l'oligoclase (25-28 % An), dont les cristaux trapus, plus ou moins arrondis, sont

souvent zonés, avec une périphérie plus acide (An = 20 % An). La biotite est le mica le plus abondant, et se présente sous la forme de grandes lamelles flexueuses, de couleur brune.

La muscovite, au contraire, a un développement plus réduit, en paillettes fines, et non déformées, parfois obliques par rapport à la schistosité générale de la roche.

Le grenat, du type almandin, se rencontre sous la forme d'individus globulaires de 0,5 à 0,8 mm de diamètre ; il se localise de préférence dans certains lits. Enfin l'andalousite se développe sous deux faciès, soit en grains un peu plus gros que ceux de la trame (0,3 mm en moyenne) dans les feutrages micacés, soit en grands cristaux poecilitiques (jusqu'à 1 mm) se surimposant sur la trame.

Les différents échantillons provenant de ces formations sont souvent altérés, et renferment des développements de chlorite, de séricite et d'épidote.

#### *- Les gneiss quartzitiques à biotite et grenat*

Les gneiss quartzitiques ne correspondent qu'à une variation de faciès des gneiss précédents, caractérisée par l'abondance plus grande du matériel quartzo-feldspathique.

La composition minéralogique qualitative est pratiquement la même :

|                        |                  |
|------------------------|------------------|
| Quartz                 | Magnétite        |
| Oligoclase (An = 25 %) | Zircon           |
| Biotite                | Chlorite         |
| Grenat                 | Epidote - Sphène |

La texture est le plus souvent grano-lépidoblastique, soulignée par l'orientation des petites paillettes de biotite sur le fond constitué de grains de quartz (0,2 - 0,3 mm) et de cristaux plus fins de plagioclase (0,1 mm). Les grenats ont un développement poecilitique qui se traduit souvent par des cristaux squelettiques ou en atoll.

#### *- Les quartzites feldspathiques*

Le caractère quartzitique de la série s'accroît progressivement vers l'W du Guadalbarcar (collines de Sancha, route de Las Francas), par l'apparition de couches de plus en plus importantes de faciès finement grenus, peu lités et de couleur blanc-jaunâtre.

Ces quartzites, en lames minces, ont une composition relativement constante, avec une texture granoblastique, faiblement orientée.

|            |                         |
|------------|-------------------------|
| Quartz     | Oxydes opaques ou bruns |
| Oligoclase | Zircon                  |
| Biotite    | Chlorite                |
| Muscovite  | Séricite                |

Le quartz qui est le minéral le plus abondant se présente en grains xénomorphes de 0,2 mm de diamètre, certains atteignant, cependant, des dimensions plus élevées (0,5 mm). Les plagioclases forment une sorte de ciment de cristaux engrenés ; ils sont souvent zonés avec un cœur à 22 % An et une écorce à 15 % An. Les autres minéraux sont en quantité plus réduite. Les micas, biotite et muscovite, constituent de fines paillettes (0,05 mm de long) grossièrement orientées.

Dans quelques échantillons apparaissent des cristaux de microcline qui se développent en éponge dans les interstices de la trame quartzo-feldspathique. Ces faciès, qui se rencontrent près de la Mesa del Carril, annoncent ceux de la zone III.

#### *- Les gneiss à biotite et sillimanite*

Dans la partie occidentale de la zone II, les gneiss à biotite et grenat renferment parfois de la sillimanite du type fibrolite. Ce minéral, qui caractérise la zone III, n'est pas associé ici au microcline qui est absent. Ces faciès gneissiques constituent donc une transition entre ces deux zones, au même titre que les quartzites feldspathiques dont il vient d'être question.

#### b) La série calcique

Tandis que les faciès de la série quartzo-pélitique sont intimement mélangés, traduisant ainsi les variations progressives d'origine sédimentaire, les roches de nature calcique se présentent toujours en petits bancs tronçonnés, lenticulaires et le plus souvent en boudins noyés dans la masse

gneissique . Elles ne se rencontrent que dans la vallée du Guadalbarcar et à l'Est, en direction de la zone I de Peñafior.

Ces roches correspondent à des quartzites à épidote et des quartzites amphiboliques. Un même boudin peut être constitué par ces deux faciès, dont la répartition est zonaire (planche II, fig. 3).

#### - Les quartzites à épidote

Les quartzites à épidote forment la grosse masse des boudins ; ce sont des roches claires, légèrement jaunâtres, et compactes.

L'étude microscopique permet de reconnaître une composition minéralogique simple et une texture granoblastique.

|         |           |
|---------|-----------|
| Quartz  | Magnétite |
| Epidote | Chlorite  |
| Sphène  | Calcite   |

Quartz et épidote sont en quantité sensiblement égale et forment la majeure partie de la roche. Les grains xénomorphes de quartz (0,1 à 0,2 mm) sont cimentés par un agrégat cristallin de clinzoisite ( $2 V_x = 79^\circ$ ) à 24 % Fe-Epidote. Les autres minéraux sont accessoires, la chlorite et la calcite étant d'origine plus tardive ou secondaire.

Ce faciès rappelle beaucoup celui des quartzites à épidote qui affleurent de façon plus continue dans la région de Peñafior.

#### - Les quartzites amphiboliques

Ce type de quartzite ne se rencontre qu'associé au précédent dans les boudins où il occupe le centre ou la périphérie. Il tranche nettement sur la masse claire des quartzites à épidote par sa couleur vert-foncé.

En plaque mince, la texture est toujours granoblastique, et la composition minéralogique est la suivante :

|                  |                     |
|------------------|---------------------|
| Quartz           | Biotite             |
| Andésine         | Grenat              |
| Hornblende verte | Magnétite           |
| Epidote          | Sphène              |
|                  | Chlorite - Séricite |

Le fond de la roche est constitué par un agrégat de cristaux xénomorphes (0,1 mm) de quartz et de plagioclase (32 à 35 % An), souvent altéré en séricite et épidote. L'amphibole au contraire se présente en cristaux plus gros (0,5 mm) et poecilitiques ; elle correspond à une hornblende verte d'après ses caractères optiques.

|                               |                      |
|-------------------------------|----------------------|
| $2 V_x = 61^\circ - 63^\circ$ | Z = vert-bleu        |
| $Ng \wedge c = 22^\circ$      | Y = vert-jaune clair |
| $Ng = 1,680$                  | X = incolore         |

Les autres minéraux se rencontrent sporadiquement et ne sont pas présents dans tous les échantillons, en particulier le grenat. L'existence de feldspath dans la trame est un des caractères distinctifs de ces quartzites par rapport aux quartzites à épidote.

#### c) Les accidents pegmatitiques

De nombreuses lentilles de pegmatites sont incluses dans les gneiss à biotite ; elles sont en général de petites dimensions (jusqu'à 50 cm) et leurs contours sont concordants avec la schistosité des roches encaissantes. Elles sont intéressantes du point de vue minéralogique, car elles renferment les mêmes éléments que les gneiss environnants.

|             |           |
|-------------|-----------|
| Quartz      | Biotite   |
| Plagioclase | Muscovite |
| Andalousite |           |

Le plagioclase, qui est de l'albite, est souvent associé au quartz en texture diablastique. Les cristaux d'andalousite sont automorphes, de couleur rose-franc et peuvent atteindre des tailles élevées (1 cm x 5 cm).

Ces pegmatites ont subi des déformations se traduisant par des extinctions roulantes des minéraux et l'aspect flexueux des micas.

Dans le lit inférieur du Guadalbarcar, les gneiss sont également traversés par d'autres filons pegmatitiques, qui sont le plus souvent sécants sur les structures gneissiques et dont le volume est en moyenne plus élevé. Ces pegmatites sont formées de cristaux plus gros, et sont dépourvues d'andalousite ; elles renferment, au contraire, du quartz, du microcline, de la muscovite et de la tourmaline. Ces minéraux présentent un arrangement zonaire dans le corps de la pegmatite, qui contient en général un cœur de quartz pur.

### 3 - Les roches de la zone III, à sillimanite

La zone III se caractérise du point de vue pétrographique par l'abondance des faciès de la série quartzo-pélitique et la rareté des roches basiques. Les roches à caractère calcique sont, en outre, totalement absentes. Il s'agit donc d'une alternance régulière de gneiss finement lités et de quartzites micacés, renfermant quelques niveaux plus grenus de quartzites feldspathiques.

#### - Les gneiss à biotite et sillimanite

Macroscopiquement, ces gneiss sont finement lités et possèdent souvent un débit schisteux net, suivant les lits micacés d'aspect luisant(1). La sillimanite est visible à l'œil nu sous la forme d'amandes très aplaties de quelques mm de longueur, et de couleur blanc à vert-nacré. Des microplissotements affectent fortement ces roches, qui sont parfois le siège d'une feldspathisation intense et présentent ainsi une structure légèrement ocellée. Cependant les yeux feldspathiques ne dépassent jamais 1 cm de diamètre.

En lame mince, ces gneiss sont caractérisés par une texture lépidoblastique avec alternance régulière de lits micacés et quartzo-feldspathiques, épais de 0,2 à 0,5 mm. La composition minéralogique est en général la suivante :

|             |                      |
|-------------|----------------------|
| Quartz      | Chlorite - Muscovite |
| Oligoclase  | Tourmaline           |
| Biotite     | Apatite              |
| Sillimanite | Zircon               |
| Microcline  | Magnétite            |
|             | Rutile               |

La biotite, qui forme des lames bien développées de 1 mm de long, a une couleur brun-rouge très caractéristique et contient de nombreuses aiguilles de rutile (sagénite) ; elle est concentrée de préférence dans des lits qui renferment également des paquets amygdalaires de sillimanite fibreuse et flexueuse. L'association intime du mica et de la sillimanite est remarquable, les amas de fibrolite ayant parfois une teinte brunâtre due aux très fines paillettes de biotite qui y sont incluses. La trame quartzo-feldspathique est en général isogranulaire et engrenée (0,2 à 0,5 mm) ; elle contient du quartz à extinction roulante, de l'oligoclase (27-28 % An) en cristaux parfois zonés suivant une loi normale (An = 15 % en bordure). Le microcline constitue des cristaux lobés, parfois interstitiels, parfois plus trapus ; il présente le système de macle quadrillée classique et une structure perthitique en fuseaux (*string perthite*).

Les gneiss à structure légèrement ocellée ou rubanée perdent leur texture lépidoblastique régulière. Les lits de biotite et de sillimanite sont très plissotés et prennent parfois des allures tourbillonnaires. Les veines ou les yeux quartzo-feldspathiques se développent de préférence dans les zones axiales de ces microplissements ; elles sont constituées par un agrégat granoblastique de quartz, d'oligoclase assez rare (An = 28 %) et de microcline en cristaux poecilitiques ; la taille de ces minéraux varie de 1 à 5 mm. A l'intérieur de ces différenciations leucocrates et à leur contact avec la trame gneissique, apparaissent parfois des cristaux très lobés de muscovite, dépourvue de toute trace d'action mécanique (extinction droite parfaite). La présence de ce minéral rend compte d'une légère rétomorphose tardive, que nous examinerons ultérieurement.

-----  
(1) Les principaux affleurements de ces gneiss sont situés entre Las Monjas et l'Atalaya (410 m).

#### - Les gneiss quartzitiques

Les gneiss quartzitiques forment des bancs interstratifiés dans les gneiss précédents ; leur structure est moins orientée et plus isotrope. Ces roches de couleur grise à jaune sont à grains fins, difficilement distinguables à l'œil nu. (0,1 mm en moyenne).

La composition minéralogique déterminée en lame mince est caractérisée par l'abondance du quartz en cristaux xénomorphes, offrant parfois une allure d'élément clastique. Leur dimension n'excède pas 0,25 mm. Les principaux constituants minéraux sont donc les suivants :

|            |             |
|------------|-------------|
| Quartz     | Muscovite   |
| Microcline | Sillimanite |
| Oligoclase | Apatite     |
| Biotite    | Zircon      |
|            | Magnétite   |

La texture orientée de cette roche est marquée par l'allongement des fines paillettes de biotite brun-rouge. La trame granulaire contient en plus du quartz, des cristaux, de même taille, de plagioclase (An = 25 à 30 %) et de microcline. Ce feldspath potassique peut devenir par endroits très abondant sous la forme d'individus interstitiels ou poecilitiques dont les dimensions dépassent la moyenne. La sillimanite ne se rencontre que de façon sporadique suivant les échantillons ; elle se présente en fines amygdales de fibres. La muscovite joue dans ces roches le même rôle que dans les gneiss à sillimanite ; il s'agit d'une génération post-cinématique.

Quelques faciès de gneiss quartzitiques ont une composition minéralogique un peu particulière, du fait de l'absence de microcline et la présence de grenat. Ce minéral constitue des cristaux globulaires et poecilitiques (0,5 à 1 mm), renfermant des inclusions de quartz et d'apatite. Ces roches se localisent surtout dans les alentours de la Casa de Idroga.

#### - Les quartzites feldspathiques

Au sein de la série quartzo-pélitique s'individualisent des horizons constitués par une roche blanche ou jaunâtre, isotrope à grains fins (0,2 à 0,5 mm). La composition minéralogique de ces quartzites feldspathiques varie peu d'un échantillon à l'autre :

|             |           |
|-------------|-----------|
| Quartz      | Muscovite |
| Plagioclase | Zircon    |
| Microcline  | Rutile    |
| Biotite     | Magnétite |

La texture est granoblastique. Les minéraux blancs, quartz et feldspaths, sont de loin les constituants les plus importants de la roche. Ils forment un agrégat de cristaux engrenés, parmi lesquels domine le quartz. Quartz et oligoclase sont toujours affectés par des extinctions obliques, et la séricitisation du feldspath est très avancée, tandis que le microcline est parfaitement limpide et dépourvu de toute trace d'actions mécaniques. Il se présente par ailleurs en petits cristaux (0,2 mm) lobés et interstitiels, qui par endroits constituent un véritable ciment entre les grains de quartz.

Les micas sont très peu représentés et sont même moins abondants que les minéraux opaques (magnétite) et le rutile dont les cristaux sont souvent automorphes.

L'étude pétrographique des faciès précédents révèle une origine essentiellement schisto-gréseuse du matériel métamorphique. Les gneiss à biotite sont caractérisés par la coexistence de la sillimanite et du microcline, qui peuvent également se rencontrer dans les niveaux plus quartzitiques. La couleur brun-rougeâtre de la biotite est aussi un caractère distinctif de cette zone III. Cette propriété semble correspondre à une richesse plus grande du mica en  $TiO_2$ , qui se retrouve très fréquemment aussi sous la forme de rutile (sagénite). Les gneiss à sillimanite plissotés ont été soumis à une feldspathisation embryonnaire de type stratoïde, qui leur confère une structure ocellée ou rubanée. Enfin dans de nombreux cas, en particulier dans les différenciations leucocrates, se manifeste une légère rétro-morphose qui se traduit par un développement tardif de muscovite.

#### 4 - Conclusion

Les variations de composition minéralogique en fonction du degré de métamorphisme sont résumées dans le tableau XVI qui indique l'apparition ou la disparition des divers minéraux dans les zones adoptées ici. L'abondance décroissante des constituants est signalée par un trait continu, discontinu ou pointillé.

Tableau XVI

|                               | CONSTITUANTS | ZONE I | ZONE II | ZONE III |
|-------------------------------|--------------|--------|---------|----------|
| ROCHES SILICO-<br>ALUMINEUSES | Chlorite     | .....  |         |          |
|                               | Muscovite    | -----  | -----   | -----    |
|                               | Biotite      |        |         |          |
|                               | Grenat       | .....  | -----   | -----    |
|                               | Andalousite  |        | .....   |          |
|                               | Sillimanite  |        | .....   | -----    |
|                               | Plagioclase  |        |         |          |
|                               | Microcline   |        | .....   | -----    |
|                               | Quartz       |        |         |          |
|                               | Tourmaline   | .....  | .....   | .....    |
| ROCHES CALCIFIQUES            | Calcite      | -----  | .....   |          |
|                               | Epidote      |        | -----   |          |
|                               | Grossulaire  | .....  | -----   |          |
|                               | Actinote     | .....  |         |          |
|                               | Hornblende   |        | -----   |          |
|                               | Diopside     | .....  |         |          |
|                               | Dipyre       |        | ?       |          |
|                               | Plagioclase  | -----  | -----   |          |
|                               | Quartz       |        |         |          |
|                               | Sphène       | .....  | -----   |          |

## LE COMPLEXE GRANITISÉ DES CAMACHAS

A l'E de la route Constantina - Lora del Rio, entre Las Monjas et le Montón de Trigo, la série gneissique passe graduellement au complexe granitisé des Camachas. Les formations cristallophylliennes sont en effet le siège d'une mobilisation intense dont l'évolution aboutit à des faciès granodioritiques, à structure presque isotrope, mais qui renferment d'abondants septa ou enclaves de roches moins évoluées.

## 1 - Les migmatites

Nous groupons sous le terme *migmatite*, que nous avons défini au chapitre précédent, l'ensemble des roches qui forment la zone de transition entre les faciès gneissiques de la zone III et les roches plus franchement granitiques. Ces migmatites se rencontrent sur toute la bordure nord du massif des Camachas, au-travers de laquelle le Churre fournit une belle coupe, et dans les thalwegs au SW de la Sierra de la Cruz (arroyo de Algarin, Morón, etc.).

Du point de vue minéralogique, la migmatisation est caractérisée par le développement de la cordiérite qui apparaît tout d'abord dans les gneiss à biotite et à sillimanite. La structure de ces gneiss présente des rubanements conformes, fins et diffus, de matériel granitique riche en cristaux de cordiérite. Les quartzites micacés marquent un retard à la granitisation qui se localise de préférence entre les boudins. En l'espace de quelques dizaines de mètres, le matériel granodioritique devient plus abondant et prend l'aspect de larges bandes et de traînées diffuses, englobant peu à peu des masses gneissiques de plus en plus réduites. La *trame gneissique* encore reconnaissable à ce stade, bien que chargée en cordiérite, présente de nombreux plissements ou des boudinages suivant la nature pétrographique (planche II, fig. 6). La taille des cristaux croît progressivement, les structures deviennent nébulitiques et les litages tendent à disparaître, pour ne subsister qu'à l'état de fantôme dans les granodiorites.

Les cristaux poecilites de cordiérite, qui apparaissent dans les nébulites (2 à 3 mm), semblent prendre naissance dans les lits formés de biotite et de sillimanite, dont les cristaux plissés se retrouvent aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des poeciloblastes. Le grenat semble jouer aussi un rôle dans la formation de ce minéral à l'intérieur duquel il subsiste à l'état de résidus déchiquetés.

De nombreuses taches d'aprites à cordiérite, dont les cristaux atteignent 1 à 2 cm, s'individualisent dans ces nébulites dans lesquelles elles s'ordonnent sans aucune règle apparente.

- Les taches leucocrates à nodules de cordiérite sont formées par une roche à grains fins dont les dimensions ne dépassent pas 0,5 mm. Les parties blanches sont constituées par les minéraux suivants :

|                        |           |
|------------------------|-----------|
| Quartz                 | Muscovite |
| Microcline             | Zircon    |
| Oligoclase (An = 25 %) | Magnétite |
| Biotite                |           |

La texture granoblastique est légèrement orientée à planaire. Le quartz est le minéral le plus important et ses cristaux sont les plus gros. Il est accompagné par des feldspaths, parmi lesquels le microcline prédomine. Ce minéral, en cristaux réguliers ou poecilites, présente toujours des perthites en film. La roche est parsemée de très fines paillettes de biotite (inférieures à 0,2 mm), qui tendent à s'orienter parallèlement les unes aux autres. La muscovite constitue au contraire des lames plus larges, mais assez peu abondantes ; ses sections ont très souvent des contours lobés.

- Les amas de cordiérite sont constitués par de grands cristaux poecilites développant de nombreux pseudopodes qui se glissent entre les grains de quartz dont les dimensions sont identiques à celles des cristaux de la granodiorite. Ces nodules sont ponctués par de fins cristaux opaques. La cordiérite est altérée en pinité en bordure des nodules.

Ces passées leucocrates à nodules de cordiérite semblent résulter d'une différenciation métamorphique tardive au sein des nébulites. Les minéraux à développement poecilite, tels que cordiérite et microcline, sont dépourvus de toute trace de broyage, contrairement à ceux des gneiss et des migmatites environnants. En outre les éléments ferromagnésiens tendent à se grouper localement en amas, s'individualisant ainsi des éléments blancs, quartz et feldspath, qui constituent le fond finement grenu de la roche.

## 2 - Les granodiorites à cordiérite

La partie centrale du massif des Camachas est occupée par des faciès granitiques à cordiérite, qui forment d'immenses chaos de rochers sur les premières collines bordant la plaine du Guadalquivir. Ces roches se différencient des migmatites précédentes par leur structure isotrope. Cependant elles présentent une hétérogénéité très grande, du fait de l'abondance d'enclaves de nature et de taille diverses ; l'aspect hétérogène de la masse granodioritique est renforcé par le développement irrégulier de phénoblastes feldspathiques, d'amas cordiéritiques et de zones pegmatitiques diffuses. Devant un tel mélange, la description analytique des faits rend difficilement compte de l'ensemble. Les photographies de la planche IV donnent une idée globale de la complexité de l'ensemble.

### a) Caractères généraux

Les faciès les plus courants sont de couleur brune à jaunâtre et largement cristallisés (0,5 cm en moyenne). La répartition des minéraux est loin d'être homogène et la structure, en général isotrope, peut être nébulitique par endroits. Sur ce fond cristallin se détachent de nombreux nodules de cordiérite, de couleur vert-sombre et dont les dimensions atteignent facilement quelques centimètres. Plus rares sont les phénoblastes de microcline, blanc-laiteux ou ocre, dont les contours sont légèrement arrondis. Enfin quelques différenciations ovoïdes de quartz se rencontrent çà et là.

L'examen de plusieurs lames minces a permis d'identifier la composition minéralogique suivante.

|             |                       |
|-------------|-----------------------|
| Quartz      | Muscovite             |
| Plagioclase | Zircon                |
| Microcline  | Apatite               |
| Biotite     | Ilménite et leucoxène |
| Cordiérite  | Magnétite             |
| Sillimanite | Chlorite, Pinité      |
| Grenat      |                       |

La texture moyenne de ce faciès est granoblastique large, avec des variations dont les principales sont porphyroblastiques. Les micas présentent localement des orientations et des plissements, mimant l'ancienne texture gneissique.

- Le quartz est un des constituants principaux de cette granodiorite. Ses cristaux, le plus souvent engrenés, ont tendance à se grouper en agrégats ; ils présentent des extinctions roulantes, et sont traversés par de nombreuses lignes d'inclusions ultramicroscopiques. Dans quelques rares échantillons, les traces de cataclase sont plus fortes et se traduisent par une granulation des cristaux de quartz. Une deuxième génération de quartz apparaît sous la forme de veinules très fines et anastomosées qui se sont mises en place dans les microfractures d'autres minéraux tels que microcline et plagioclase. Parfois ces filonnets quartzeux semblent "nourris" à partir de cristaux préexistants, en inclusion dans les poeciloblastes de microcline.

- Les plagioclases forment des individus sub-automorphes, mais dont les contours sont fréquemment corrodés par le microcline. Leur composition est assez variable du fait de l'existence d'un zonage, qui s'accroît dans les cristaux inclus dans les poeciloblastes de feldspath potassique. Le cœur a une teneur en Anorthite qui oscille autour de 35 % (33 à 37 %), tandis que la périphérie est à 25-27 % An, teneur qui caractérisait déjà les plagioclases des veines leucocrates des migmatites. Les caractères optiques correspondent à des formes de basse température. Ces minéraux ont été soumis à une cataclase qui se traduit par la torsion des lamelles hémitropes, l'interruption progressive du mûlage et l'altération en séricite, plus accentuée dans les zones centrales. Les microfissures de ces cristaux sont parfois remplies par du quartz.

Les plagioclases englobés par les porphyroblastes de microcline, ont des contours extrêmement lobés, et sont caractérisés par une écorce mince, limpide dont la composition albitique varie entre 3 et 10 % An. Il sont parfois traversés de myrmékite de type I (Drescher-Kaaden, 1949).

Les cristaux de microcline ont des tailles très variables, allant depuis l'individu interstitiel, intergranulaire, jusqu'au phénoblaste de quelques centimètres de long, que nous décrivons dans le paragraphe suivant. En lame mince, leurs sections ont des contours xénomorphes et présentent les mâcles caractéristiques en croisillons. Leur développement prend une structure poecilitique : le microcline englobe des cristaux corrodés de plagioclase, de biotite et de quartz. Dans les individus de taille plus élevée (1 cm et plus), la mâcle de Carlsbad apparaît. Les propriétés optiques de ce feldspath potassique semblent correspondre à un microcline de triclinité élevée :  $2 V_x = 78 - 85^\circ$ ,  $Ng \perp (010) = 15$  à  $18^\circ$ . Deux types de perthites se rencontrent dans ces minéraux : des fuseaux ou des films très réguliers et des veines larges, qui s'anastomosent par endroits pour donner des taches plus largement développées. Ces *vein-perthites* sont en général orientées par rapport au minéral-hôte ; elles font un angle d'environ  $70^\circ$  avec la trace du clivage (001). Ce deuxième type de perthite semble traduire un phénomène d'albitisation du feldspath potassique, car de nombreux cristaux possèdent une bordure entièrement transformée en albite, en continuité parfaite avec le réseau de veines.

Dans quelques échantillons, les microclines ont subi des actions mécaniques qui les ont tordus ou même fracturés. Des veinules de quartz se sont installées dans ces microfissures.

- La biotite a une répartition variable au sein de la granodiorite : elle se présente en général sous la forme de grandes lames (3 à 5 mm), qui ont tendance à se grouper par paquets dans certains échantillons. De couleur brun-rouge, elle renferme fréquemment des inclusions de rutile (sagénite) et de zircons à halos pléochroïques. Les lames sont courbées, tordues et forment parfois des cloisons entre les éléments blancs ; certaines sont déchiquetées à l'extrême et sont associées à des agrégats flexueux de sillimanite.

- La cordiérite est le minéral le plus caractéristique de cette roche. Elle constitue des cristaux prismatiques, parfois globulaires ou des individus plus largement développés, poecilitiques, qui tendent à donner des nodules bien individualisés. Les sections globulaires des prismes montrent parfois une disposition concentrique des inclusions de sillimanite, d'oxydes opaques et de fines paillettes micacées. Les caractères optiques :

$$\begin{aligned} 2 V_x &= 62-65^\circ \\ Ng &= 1,55 \\ \Delta n &= 0,011 \end{aligned}$$

indiquent une composition riche en cordiérite magnésienne (le rapport  $m\bar{g}$  de Niggli serait voisin de 0,75, d'après B.E. Leake, 1960).

Les autres minéraux sont moins abondants et interviennent dans la constitution de ce faciès avec des proportions variables d'un échantillon à l'autre. La sillimanite est cependant la plus représentée. Elle est la plupart du temps associée à la biotite ; cependant dans les faciès riches en microcline, elle constitue

des baguettes prismatiques, disséminées au-travers de la roche ; son existence est en relation fréquente avec le développement de grandes lames de muscovite.

Le *grenat almandin* n'apparaît que de façon très sporadique. Une rétro-morphose, dont l'influence est très marquée dans la bordure occidentale du massif (arroyo del Puerco par exemple), s'est traduite par le développement de muscovite, de chlorite, de pinité et de quartz limpide et globulaire.

A l'échelle du gros échantillon et aussi de l'affleurement, ce faciès grenu a en moyenne une composition de granodiorite. Mais les variations sont nombreuses et très rapides et confèrent à la roche un caractère local de granite monzonitique et de granite calco-alcalin, quand le microcline présente un développement plus intense (fig. 39). Cette diversité pétrographique est renforcée par l'existence de différenciations phénoblastiques.

#### b) Les différenciations phénoblastiques

Comme nous l'avons signalé, la masse granodioritique doit en partie son hétérogénéité à la présence de différenciations pratiquement monominérales, telles que :

- les nodules de cordiérite qui sont les plus abondants
- les phénoblastes feldspathiques
- les nodules de quartz.

##### - *Les nodules de cordiérite*

A l'œil nu, ces nodules de cordiérite se présentent sous la forme de masses vertes, arrondies, de plusieurs centimètres de diamètre. L'habitus de la cordiérite permet de distinguer deux types parmi ces nodules. Le premier est caractérisé par l'aspect "en éponge" du minéral qui cimente un amas essentiellement formé de quartz globulaire ; ce ciment est constitué par un cristal unique, très souvent mâclé, de cordiérite qui englobe ainsi du quartz et quelques rares paillettes de biotite. Lorsque le développement poecilitique est plus poussé, ce qui correspond au deuxième type de nodule, la cordiérite se présente alors en grandes plages à l'intérieur desquelles subsistent des résidus de quartz, en cristaux très corrodés à contours concaves en forme de croissant ; les lamelles de biotite sont aussi très déchiquetées.

Dans les deux cas, la cordiérite est dépourvue d'anomalies optiques dues à des actions mécaniques, ainsi que les grains de quartz enrobés, ce qui contraste fortement avec l'aspect des autres constituants de la roche. Il faut enfin noter que la cordiérite "spongieuse" ne renferme pas de cristaux de feldspaths.

##### - *Les phénoblastes feldspathiques*

Le microcline se développe localement en grands phénocristaux, dont les dimensions atteignent plusieurs centimètres (planche IV, fig. 3), et dont la couleur est généralement blanc-rosé. Au microscope, ces phénoblastes sont caractérisés par la macle de Carlsbad, qui se surimpose aux fines mâcles Albite - Péricline.

Toujours poecilitiques, ils renferment des cristaux de plagioclase zoné, de quartz et de biotite principalement. Ils présentent des structures perthitiques dont deux types coexistent : des perthites en films très fins et réguliers et des veines albitiques plus irrégulières, qui s'anastomosent dans certains échantillons pour donner des perthites en gradins ou en taches. Ce deuxième type de perthite est continu de part et d'autre du plan d'association de la macle de Carlsbad ; son développement semble concomitant de celui de grains d'albite limpide en bordure ou dans les microfractures des phénoblastes.

De certains cristaux de plagioclases, inclus dans le microcline, "partent" des bourgeons de myrmékite qui corrodent ce feldspath potassique. La composition du plagioclase des myrmékites est d'environ 10 % An. Dans les zones périphériques du phénoblaste, s'individualisent de préférence des cristaux globulaires de quartz. Enfin quelques feldspaths ont été soumis à une légère cataclase, qui a produit des microfractures remplies de quartz.

##### - *Les nodules de quartz*

Plus rarement, les granodiorites à cordiérite renferment des ovoides de quartz, de couleur gris-bleuté et de quelques centimètres de diamètre. Ces nodules sont formés en général de plusieurs cristaux (1 à 2 cm) dont les contours sont plus ou moins engrenés. Le quartz a toujours une extinction onduleuse et des cassures très fines dans lesquelles s'est installé un remplissage crypto-cristallin de séricite et d'oxydes ferriques.



a



b



c



d

Fig. 39 - Aspect microscopique des granodiorites à cordiérite

a. Granodiorite à cordiérite automorphe (échant. 167)

Lumière naturelle x18

b. Granodiorite à cordiérite en éponge (échant. 186)

Lumière naturelle x18

c. Granite monzonitique, à microcline interstitiel (échant. 81)

Lumière naturelle x18

d. Granite calco-alkalin, à phénoblaste de microcline (échant. 1864)

Lumière naturelle x18

### 3 - Les granites gris à grains fins

Les granites gris à grains fins forment au sein des granodiorites à cordiérite des lentilles ou des masses de taille moyenne (quelques centaines de mètres au plus). Seule est possible, à l'échelle de notre travail, la cartographie de zones où leur abondance est nette par rapport aux terrains encaissants, plutôt que la forme exacte de leurs affleurements. Ils sont localisés uniquement sur les bordures sud et ouest du massif des Camachas. Ce type de granite recoupe franchement les autres faciès granitisés, mais présente dans certains cas des interpénétrations avec les nébulites en particulier (arroyo de Algarin).

Ce granite est caractérisé par son aspect homogène, très légèrement orienté ; à grains fins (0,5 à 1 mm environ), sa couleur est gris-bleu pour les échantillons frais, et devient jaunâtre à l'altération superficielle. Il renferme quelques amas noirs de biotite, de dimensions réduites (1 à 2 cm). Tout près du contact avec les granodiorites, il n'est pas rare de trouver des nodules verts de cordiérite.

Ces masses de granite gris sont traversées par d'abondants filons de pegmatite à tourmaline et muscovite. De faible puissance (20 cm en moyenne), ils ont une direction générale WNW-ESE (N100°) et renferment des passées aplitiques.

En lame mince, ce granite gris montre une texture grenue, avec une tendance au développement automorphe des plagioclases. La composition minéralogique est remarquablement constante d'un échantillon à l'autre.

|                   |                             |
|-------------------|-----------------------------|
| Quartz (34 %)     | Tourmaline                  |
| Microcline (31 %) | Apatite                     |
| Oligoclase (26 %) | Zircon                      |
| Biotite (5 %)     | Magnétite                   |
| Muscovite (2 %)   | Séricite, Epidote, Calcite. |

Le quartz est le minéral le plus abondant ; il occupe les vides entre les autres cristaux et présente souvent des extinctions ondulantes. Les plagioclases, dont les cristaux automorphes sont zonés légèrement, ont des cœurs altérés en séricite et calcite. Le zonage est normal, et n'intéresse que la bordure même du cristal ; il n'existe en général que trois zones :

- un cœur, occupant la majeure partie du cristal à 27 % An
- une zone intermédiaire, formée de plusieurs microzones, à 20 - 24 % An
- et une mince écorce à 14 - 17 % An.

Des bourgeons de myrmékite (An = 6 %) se développent souvent au contact de feldspaths potassiques.

Le microcline a un développement interstitiel et présente alors les mâcles Albite-Péricline. Il est très peu perthitique, sous forme de fuseaux très ténus. Parfois les cristaux de feldspath potassique sont mieux individualisés et présentent la mâcle de Carlsbad ; ceux-ci renferment quelques perthites en veines et de nombreuses inclusions globulaires de quartz, orientées par rapport au cristal-hôte, et dessinant ainsi une structure graphique embryonnaire. Les caractères optiques de ces deux types correspondent à un microcline à mâclage sub-microscopique (Marfunin, 1961) (*orthose triclinique*) :

$$2 V_x = 79 \text{ à } 81^\circ$$
$$Ng \wedge l(010) = 13^\circ$$

Les micas sont beaucoup moins abondants que les minéraux précédents. La biotite a une couleur brun-rouge et constitue des lames de faibles dimensions (0,2 à 0,5 mm), parfois flexueuses. La muscovite ( $2 V_x = 45^\circ$ ) semble avoir un développement plus tardif. L'apatite se rencontre fréquemment dans les bordures non altérées des plagioclases. Enfin un échantillon a révélé l'existence de sillimanite en fines aiguilles dispersées.

### 4 - Les enclaves de gneiss et de migmatites

Les faciès granitisés du massif des Camachas contiennent de nombreuses enclaves de roches cristallophylliennes, qui accentuent aussi l'hétérogénéité de cette unité pétrographique. Les roches silico-alumineuses, gneiss et migmatites moins évoluées, se présentent presque toujours sous la forme d'enclaves ou de boudins de faible dimension (50 cm au plus) ; des lentilles ou des septa de tailles plus grandes (de l'ordre de la centaine de mètres) sont rares, contrairement aux faciès d'origine calcique ou basique, pour lesquels ce mode de gisement est très fréquent.

La nature pétrographique qui est très semblable à celle de la série gneissique orientale (zone III), influe beaucoup sur la forme des enclaves. Les faciès quartzitiques constituent des boudins bien individualisés, tandis que les gneiss plus micacés et feldspathiques semblent se "fondre" de façon irrégulière et progressive dans la masse granodioritique.

Au sein des granodiorites à cordiérite s'individualisent des zones diffuses de *gneiss rubanés*, caractérisés par de larges veines quartzo-feldspathiques. Leur texture est alors hétérogranulaire. Les lits leucocrates sont formés de quartz et de microcline poecilitique.

Les poeciloblastes de microcline sont perthitiques (perthites en veines) et renferment des gouttelettes de quartz néoformé ; de plus ils ont subi une légère microcataclase qui a produit des microfractures, remplies de quartz. Ce phénomène est identique à celui qui a été observé dans les granodiorites encaissantes.

Les lits gneissiques sont, au contraire, à feldspaths plagioclases, sub-automorphes (30 à 35 % An). A côté de la biotite et du quartz qui constituent avec l'andésine la majeure partie de la roche, se rencontrent de la sillimanite et de la cordiérite, en cristaux poecilitiques.

Ces faciès de gneiss rubanés sont donc comparables aux migmatites de bordure du massif des Camachas, du point de vue de la structure et de la constitution.

## 5 - Les enclaves et les lentilles de roches calciques

Les faciès calciques, calcaires métamorphiques et gneiss pyroxéniques, forment de grandes lentilles qui parcourent le massif des Camachas suivant des directions sensiblement E-W. Deux alignements de telles roches peuvent être relevés sur le terrain, et correspondraient grossièrement à des cœurs de synclinoria : respectivement dans la région de Las Lapas et dans celle du Montón de Trigo. Ces septa calciques voisinent souvent avec des bandes d'amphibolites.

### - Les calcaires métamorphiques

Les roches carbonatées sont assez rares dans l'ensemble, et se présentent sous l'aspect d'un calcaire cristallin clair, parsemé de lits verdâtres. La structure est donc rubanée.

La composition minéralogique est variable, les espèces suivantes étant les plus fréquentes.

|          |                        |
|----------|------------------------|
| Calcite  | Plagioclase (Andésine) |
| Diopside | Sphène                 |
| Dipyre   | Magnétite              |
| Quartz   | Epidote                |

Le fond granoblastique de la roche est constitué par de larges cristaux de calcite. Le pyroxène, pléochroïque dans les tons verts ( $2 V_x = 67^\circ$ ,  $Ng \wedge c = 45^\circ$ ), se développe de préférence dans des lits pauvres en calcite. Le dipyre se présente en grands poeciloblastes, allongés, qui englobent les autres constituants de la roche (diopside, quartz et andésine). L'épidote a un développement tardif ; elle s'installe surtout au contact calcite - dipyre.

Dans certains niveaux, les éléments quartzo-feldspathiques deviennent aussi abondants que les carbonates. Ces lits, formés d'une mosaïque de quartz et d'andésine (An = 45 %), renferment aussi du diopside ouralitisé, du sphène et de l'apatite largement cristallisée. A l'intérieur de ces bancs calcaires, s'intercalent des lits de grenatites, constitués par de gros cristaux automorphes de grenat calcique.

### - Les gneiss à pyroxène

Ces gneiss pyroxéniques ont déjà été décrits par A. Lacroix (1889), d'après des échantillons remis par S. Calderon. Ce sont des roches claires, rubanées, dans lesquelles alternent des lits de pyroxènes verts avec des niveaux de minéraux blancs ou rosés. La taille des grains varie beaucoup, de quelques mm à 2 cm.

En lame mince, ces faciès ont une texture granoblastique rubanée. Les lits clairs sont constitués essentiellement de quartz, de microcline et d'andésine (An = 35 - 40 %). Le feldspath potassique se présente en cristaux poecilitiques, remplaçant les plagioclases qui sont altérés par un agrégat de calcite, de séricite et de zoisite. Cette altération se développe surtout au voisinage de lits pyroxéniques.

Le diopside forme de gros poeciloblastes, allongés parallèlement au litage de la roche. Il est accompagné par du sphène en cristaux automorphes, brun-rosé et pléochroïques.

Ces faciès pyroxéniques ont subi des actions tectoniques qui ont provoqué la torsion et la trans-

formation de leurs constituants ; elles ont entraîné en outre des transformations minérales telles que silicification intense, albitisation des feldspaths potassiques, et apparition de calcite, d'épidote et de prehnite. Ces phénomènes de rétro-morphose sont comparables à ceux qui ont été observés dans les granodiorites.

#### - Les gneiss à pyroxène et diopside

Certains lits de cette formation pyroxénique sont riches en diopside. Ces faciès sont également caractérisés par une alternance de niveaux à quartz et plagioclase ( $An = 38 \%$ ) et de niveaux à diopside vert, dont les caractères optiques ( $2 V_z = 62^\circ$  ;  $Ng \wedge c = 40 \text{ à } 42^\circ$  ;  $Nm = 1,705$ ) correspondent aux proportions molaires  $Ca_{49} Mg_{26} Fe_{25}$ . Le diopside ( $\Delta n = 0,014$ ) se développe au sein des lits sombres en grands cristaux poecilites, dont les bordures sont très déchiquetées. Comme les autres constituants, ce minéral porte les traces d'action tectonique sous la forme de microfractures, remplies d'épidote et de calcite.

#### - Les lentilles de graphite

Autour des zones riches en roches calcaïques, se rencontrent de nombreuses lentilles de graphite, dont quelques unes ont jusqu'à 20 m de puissance et se poursuivent sur plus d'une centaine. La nature du "minerai" primaire est masquée car de nombreux accidents parcourent les gisements ; les masses graphitiques montrent de nombreux plissements, des surfaces de glissement canelées et même des phénomènes de fluage. La proximité de pegmatite et de granite gris est à signaler. Le graphite se présente en masse noire, cryptocristalline, possédant un débit schisteux dû au laminage ; les plans de schistosité sont généralement recouverts d'oxydes graphitiques.

Les granodiorites à cordiérite renferment aussi des enclaves ou des boudins d'amphibolite ; ces derniers faciès seront décrits dans le chapitre suivant.

### 6 - Résumé des faits pétrographiques

Les faciès silico-alumineux du complexe granitisé des Camachas que nous venons de décrire, sont le résultat de deux types d'évolution.

Une évolution "spatiale" correspond au passage progressif vers des termes grenus de plus en plus homogènes, dont l'aboutissement normal est le faciès granodioritique à cordiérite.

Chaque étape de cette progression fait preuve d'une évolution générale dans le temps, mise en évidence par l'étude des diverses paragenèses. Dans cette optique, il est possible d'ébaucher une succession de phases, qui se sont traduites dans chaque faciès par l'apparition ou la disparition d'associations minérales, et la naissance de faciès particuliers.

Ainsi la granodioritisation semble débiter par une phase plagioclasique, caractérisée par le développement d'andésine ( $An = 35 \%$ ) et de cordiérite à partir de biotite, sillimanite, grenat..., et la faible apparition de microcline interstitiel. Cette phase est suivie d'une différenciation métamorphique qui est responsable de la naissance des phénoblastes de microcline et de quartz, de l'exagération du phénomène cordiéritique en nodules bien individualisés. Les veines aplitiques à cordiérite, que renferment les nébulites sont à rattacher à ce processus, comme le confirme leur composition minéralogique (cordiérite en éponge, oligoclase à  $25 \%$   $An$ , microcline). D'après sa nature pétrographique et son mode de gisement, il est raisonnable de penser que le granite gris, à grains fins, correspond à une manifestation tardive de la migmatitisation ; il mérite donc le qualificatif de tardimigmatique.

La taille des septa cristallophylliens, en enclave dans la granodiorite, semble avoir une certaine relation avec leur nature lithologique et leur degré d'évolution minéralogique. Tandis que les faciès silico-alumineux ne se rencontrent que sous la forme d'enclaves de dimensions réduites, les calcaires et les gneiss pyroxéniques constituent des masses plus importantes. De plus, les petites lentilles calcaïques, incluses dans les granodiorites, sont moins feldspathiques et se distinguent par une plus grande concentration en minéraux ferromagnésiens, acquérant parfois un caractère ultrabasique.

Dans certaines zones du massif, une rétro-morphose postérieure à une cataclase a entraîné dans les faciès grenus la formation de quartz et d'albite à partir des feldspaths préexistants, et la décomposition de la cordiérite qui donne biotite et muscovite. Les enclaves calcaïques et basiques ont subi le même phénomène qui se traduit par l'apparition d'épidote, de chlorite et de prehnite principalement.

L'ensemble de ces processus d'homogénéisation est résumé dans le tableau XVII.

Tableau XVII

|              | 1ère phase                                                                                                                                                                                                   | 2ème phase                                                                                                                                                                                          | rétromorphose                                                                                                       |
|--------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Migmatites   | Quartz à ext. onduleuse<br>Andésine (An = 35 %)<br>Microcline interstitiel rare<br>Cordiérite associée à biotite et sillimanite<br>Sillimanite fibreuse                                                      | Quartz<br>Oligoclase (An = 25 %)<br>Zoning normal<br>Microcline poecilitique<br>Cordiérite en éponge                                                                                                | Muscovite en bordure des veines leucocrates                                                                         |
| Granodiorite | Quartz à ext. onduleuse<br>Andésine sub-auto-morphe<br>Microcline interstitiel (String - perthite)<br>Cordiérite en cristaux isolés<br>Sillimanite en fibres ou en prismes<br>Biotite rouge en grandes lames | Nodules et ovoïdes de quartz<br>Zonage des plagioclases (bordure à 25 % An)<br>Phénoblaste de microcline (Vein - perthite)<br>Nodule de cordiérite en éponge<br><br>Muscovite associée à microcline | Veinules de quartz-mosaïque<br><br>Albitisation intense<br>Biotite + Muscovite<br><br>Muscovite en lames persillées |
| Granite gris |                                                                                                                                                                                                              | Quartz, parfois micropegmatite<br>Oligoclase (25 - 17 % An).<br>Myrmékite II (An = 6 %)<br>Microcline poecilitique<br>Résidus de sillimanite                                                        | Albite<br>Muscovite                                                                                                 |

## LA GÉOCHIMIE DES FACIÈS GRANITIKES DES CAMACHAS

La série gneissique orientale comprend des faciès trop variés pour permettre une étude chimique approximative dans le cadre de ce travail ; une reconnaissance géochimique systématique fera l'objet de recherches futures. Aussi nous contenterons-nous actuellement d'un simple travail d'approche, concernant les caractères chimiques des faciès granitiques qui affleurent dans le complexe des Camachas.

Quelques échantillons de granodiorite à cordiérite et de granite gris à grains fins ont été analysés ; les compositions chimiques correspondantes, ainsi que celles d'un gneiss à sillimanite (éch. 224), pour comparaison, sont indiquées dans le tableau XVIII.

La comparaison des compositions chimiques brutes montre déjà une certaine ressemblance entre les gneiss à sillimanite et à biotite de la zone III et les granodiorites à cordiérite. Le report de ces données chimiques dans un diagramme triangulaire ACF, du type imaginé par H. de la Roche (1958) est très utile pour mettre en évidence les variations entre les différents types de granite. (fig. 40).

Le point représentatif de l'échantillon 224 (gneiss à sillimanite) est situé au-milieu du domaine correspondant aux granodiorites à cordiérite. Les points représentatifs des roches granitiques se groupent à l'intérieur d'une ellipse aplatie, dont le grand axe est supporté par le segment Feldspath-Cordiérite du diagramme. Cette disposition semble indiquer tout d'abord l'étroite parenté qui lie

Tableau XVIII  
Compositions chimiques des faciès granitiques des Camachas

| Echantil-<br>lons              | 224   | 176   | 14    | 14/4  | 4     | 168/1 | 158   | 163   |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 62,33 | 59,26 | 61,20 | 62,52 | 65,90 | 70,28 | 68,02 | 73,00 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,38 | 22,50 | 19,42 | 18,64 | 16,57 | 15,70 | 15,92 | 15,23 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,76  | 3,47  | 3,91  | 4,69  | 0,96  | 0,40  | 1,21  | 0,67  |
| FeO                            | 5,36  | 4,40  | 3,72  | 3,30  | 4,76  | 3,01  | 2,72  | 0,93  |
| MnO                            | 0,46  | 0,09  | 0,18  | 0,17  | 0,10  | 0,11  | 0,03  | tr.   |
| MgO                            | 2,53  | 1,68  | 0,59  | 2,27  | 2,38  | 1,54  | 0,69  | 0,50  |
| CaO                            | 0,29  | 0,58  | 1,34  | 0,15  | 0,34  | 0,82  | 1,57  | 0,62  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,91  | 1,79  | 1,34  | 1,23  | 1,74  | 2,62  | 3,53  | 2,71  |
| K <sub>2</sub> O               | 3,04  | 3,43  | 4,02  | 3,51  | 2,94  | 2,88  | 4,20  | 4,81  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,72  | 1,50  | 0,84  | 1,10  | 0,69  | 0,60  | 0,50  | tr.   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | tr.   | tr.   | 0,26  | 0,11  | 0,19  | 0,20  | 0,21  | 0,12  |
| H <sub>2</sub> O               | 0,20  | 0,15  | nd.   | 0,10  | nd.   | 0,05  | 0,09  | 0,08  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1,22  | 0,67  | nd.   | 0,98  | nd.   | 0,59  | 0,35  | 0,60  |
| p.f.                           | 0,89  | 0,38  | 1,98  | 0,42  | 1,86  | 0,21  | 0,56  | 0,62  |
| total                          | 99,04 | 99,90 | 98,80 | 99,19 | 98,43 | 99,01 | 99,60 | 99,89 |

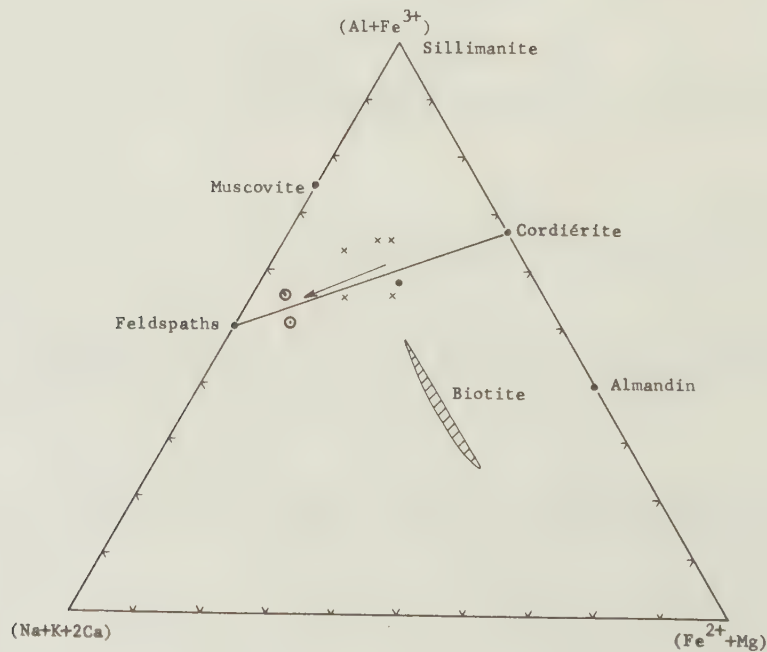


Fig. 40 - Diagramme (Al + Fe<sup>3+</sup>)-(Na + K + 2 Ca)-(Fe<sup>2+</sup> + Mg) des faciès granitiques des Camachas  
Point : Gneiss à sillimanite  
Croix : granodiorite à cordiérite  
Cercle : granite tardimigmatique

les granodiorites et les granites gris, que nous avons déjà considérés comme tardimigmatiques. H. de la Roche (1958) a montré d'autre part que le déplacement des points dans le diagramme ACF suivant la ligne Cordiérite-Feldspath traduit un apport d'alcalins compensant un départ d'atomes Mg ou Fe". Cet auteur, s'appuyant sur les résultats statistiques de P. Lapadu-Hargues (1945-1949), a mis en évidence que ce bilan géochimique (apport d'alcalins compensé par un départ de ferromagnésiens) est le plus fréquemment réalisé dans les phénomènes métasomatiques accompagnant la granitisation (droite YY' du diagramme de cet auteur).

Ainsi le *granite gris*, à grains fins, appartient bien au même cycle de granitisation que celui qui a donné naissance aux grandes masses de granodiorites : il correspond à une exagération ultime de ce phénomène, qui se caractérise du point de vue chimique par un échange entre alcalins et ferromagnésiens. La même tendance géochimique se retrouve également dans les différenciations phénoblastiques : nodules de cordiérite d'un côté et poeciloblastes feldspathiques d'un autre côté. Ce raisonnement rejoint ainsi les conclusions pétrographiques que nous avons avancées précédemment.



## CHAPITRE III

### LES FORMATIONS BASIQUES : AMPHIBOLITES ET DIORITES QUARTZIQUES

Les roches éruptives basiques (dolérites et spilites) qui sont fréquentes à différents niveaux de la série paléozoïque, ont subi un métamorphisme épizonal comme les formations encaissantes, (voir plus haut). D'autre part, le massif de Lora del Rio renferme de nombreux gisements d'amphibolites, *interstratifiées* au sein des faciès gneissiques. Comme nous savons déjà qu'il existe un passage progressif entre les terrains paléozoïques et les formations cristallophylliennes, il est intéressant de voir les relations entre ces deux types de roches basiques, et de suivre éventuellement leur évolution en fonction des conditions métamorphiques, en particulier dans le domaine granité du complexe des Camachas.

#### ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Nous étudierons les amphibolites en suivant les divisions effectuées auparavant à propos des faciès silico-alumineux. Nous verrons qu'il est possible d'établir un net parallélisme entre la zonoéographie des faciès silico-alumineux et celle des faciès basiques, d'après la nature de l'amphibole et sa couleur suivant Ng.

#### LA SÉRIE GNEISSIQUE ORIENTALE

##### 1 - Les amphibolites de la zone I

Les formations cristallophylliennes de la zone I renferment de nombreuses passées d'amphibolites qui affleurent en bancs ou en lentilles de grandes dimensions, et aussi sous la forme de boudins. Les plus beaux affleurements se rencontrent dans le cours inférieur du Retortillo et sur la rive droite du Guadalquivir à Peñafior (planche III, fig. 4).

Les faciès pétrographiques sont très variés, parfois au sein d'un même gisement, lorsqu'il atteint des dimensions respectables. A l'œil nu, deux distinctions peuvent être rapidement établies d'après la structure et la taille des cristaux : les roches les plus courantes sont orientées et ont une granulométrie fine ; certaines, au contraire, sont largement cristallines et ne présentent aucune linéation évidente. Ce dernier type apparaît au sein des plus grands affleurements et passe progressivement au faciès orienté ; cette disposition sur le terrain donne l'impression de relique de roche grenue basique, impression que confirme l'examen microscopique

Les amphibolites à *gros grains* sont caractérisées par une texture ophitique relique, soulignée par la présence de grands cristaux découpés d'amphiboles à l'intérieur desquels subsistent l'emplacement des différentes lattes de plagioclases. La composition minéralogique de ces roches est la suivante.

|                        |                       |
|------------------------|-----------------------|
| Hornblende verte       | Sphène                |
| Plagioclase (Andésine) | Magnétite (ou Pyrite) |
| Quartz                 | Apatite               |
| Epidote                | Calcite               |
| Biotite                |                       |

Les prismes de hornblende sont très souvent zonés, leur bordure ayant une coloration bleutée suivant la direction Ng, tandis que leur partie centrale est colorée en vert jaunâtre à franc. Ils présentent égale-

ment de nombreuses anomalies optiques dues à des phénomènes de torsion mécanique. Enfin leur pourtour a un aspect effiloché, étant donné le développement périphérique de fines aiguilles de hornblende bleu-vert. Une lame mince (échant. 203/3) a révélé l'existence d'un résidu de pyroxène au cœur d'une grande amphibole, les orientations cristallographiques entre ces deux espèces correspondant à celles de l'ouraltisation : plan (010) commun.

Les vides géométriques, situés entre les prismes d'amphibole, sont rarement occupés par une baguette de plagioclase ; dans ce cas, le feldspath présente un aspect flou, nuageux (*cloudy plagioclase*), un mûchage estompé et des phénomènes de corrosion qui font intervenir deux phases cristallines, l'une à 55 % An et l'autre à 33 %, corrodant la première. Plus fréquemment, l'emplacement du feldspath dans la texture ophitique est rempli par une mosaïque de fins cristaux (0,02 à 0,05 mm) de plagioclase à 45 % An, rarement mûclés et présentant une orientation générale identique par rapport au minéral préexistant. Parmi ces plagioclases de néoformation, certains présentent un zonage inverse, caractérisé par un cœur moins basique (An = 47 %) que l'écorce (An = 55 %).

Quelques grains xénomorphes de quartz s'insinuent entre les grands prismes de hornblende, qui renferment de nombreuses granules de sphène et des inclusions opaques. Dans les zones de flexures qui parcourent les amphiboles, apparaissent çà et là des paillettes de biotite et de clinocllore.

Ces faciès amphibolitiques correspondent bien à des reliques de dolérites et de gabbros, dont les textures ignées ont été relativement bien conservées. Il est possible de dégager une succession de paragenèses :

|                      |                                                    |
|----------------------|----------------------------------------------------|
| Augite               | + Labrador (An = 55 %)                             |
| Ouralite             | + <i>Cloudy</i> plagioclase (An = 33 %)            |
| Hornblende bleu-vert | + Plagioclase à zonage inverse (An 45 % → An 55 %) |

Ces roches sont donc très intéressantes pour déterminer l'origine des amphibolites à caractère nettement cristallophyllien qui les englobent.

Les *amphibolites à structure orientée*, qui sont les plus abondantes, ont une granulométrie plus fine, et sont caractérisées par une texture à tendance nématoblastique, soulignée par la linéation des aiguilles d'amphibole. La répartition des minéraux blancs et des minéraux colorés montre cependant la préexistence d'une trame ophitique ; la présence de ce squelette a influé grandement sur l'agencement des cristaux malgré la schistification de la roche. Ainsi dans un même gisement il est possible de rencontrer de nombreux intermédiaires entre une texture ophitique résiduelle, du type de celle qui a été décrite plus haut, et une texture nématoblastique normale.

La composition minéralogique de ces roches basiques est assez constante d'un échantillon à l'autre :

|                      |           |
|----------------------|-----------|
| Hornblende bleu-vert | Epidote   |
| Plagioclase          | Sphène    |
| Quartz               | Apatite   |
| Biotite              | Magnétite |

L'amphibole, qui est identique à la *hornblende bleu-vert*, néoformée dans les faciès précédents, se développe en fines aiguilles (0,5 mm de long), formant un feutrage à l'intérieur duquel apparaissent des amas quartzo-feldspathiques. Les *plagioclases* se présentent ainsi en petits cristaux trapus (0,02 à 0,15 mm), engrenés, et mûclés rarement ; leur composition oscille autour de la valeur moyenne An = 37 %. Un zonage inverse caractérise cependant de nombreux individus, dont le cœur (An = 30-32 %) est entouré par une bordure plus calcique (An = 45-51 %). Ils sont parfois altérés par de la séricite et de la zoisite. Les grains de quartz sont associés aux feldspaths qu'ils semblent cimenter entre eux. A l'intérieur de la trame amphibolique et surtout à proximité des zones riches en minéraux blancs, apparaissent des paillettes de biotite (0,2 à 0,5 mm). Les autres éléments tels que épidote, sphène, apatite jouent un rôle accessoire dans la constitution de cette roche.

De l'étude pétrographique de ces faciès basiques nous ne retiendrons pour le moment que les faits suivants :

- l'existence indubitable de *texture ophitique* (ou similaire) relique,
- la persistance de cette texture à l'état de pur fantôme, malgré la surimposition d'une texture nématoblastique,
- la *granulométrie fine* des constituants minéraux des amphibolites franches,
- la répartition des éléments blancs et des éléments colorés en amas plus ou moins séparés.

- enfin des particularités minéralogiques, concernant les amphiboles et les plagioclases, et sur lesquelles nous reviendrons plus loin :

- hornblende de couleur bleu-vert suivant Ng
- plagioclases assez basiques et à zonage inverse.

## 2 - Les amphibolites de la zone II

Les amphibolites forment dans la zone II des lentilles assez étendues qui s'intègrent dans la série des gneiss à biotite ; les plus importantes affleurent dans le lit du Guadalbarcar et sur le flanc est de la Mesa del Carril. Leur nature pétrographique ressemble beaucoup à celle des amphibolites de la zone I, mises à part certaines modifications d'ordre textural et minéralogique.

La texture de ces roches est généralement nématoblastique et plus largement cristalline, du fait de l'augmentation dans la taille des cristaux d'amphiboles (2 mm environ). Des fantômes de texture ophitique sont cependant observables, grâce à la persistance de quelques prismes de hornblende zonée et déchiquetée, assez comparable à l'ouralite des faciès grossièrement grenus de la zone I.

La constitution minéralogique fait intervenir les minéraux suivants :

|                  |            |
|------------------|------------|
| Hornblende verte | Biotite    |
| Plagioclase      | Sphène     |
| Quartz           | Magnétite  |
| Epidote          | Apatite    |
|                  | (Chlorite) |

Les gisements du Guadalbarcar, c'est-à-dire de la partie est de la zone II, sont caractérisés encore par des hornblendes vert-bleu, aux formes aciculaires fréquentes (0,4 mm de long), tandis que ces minéraux adoptent un habitus plus prismatique (1 à 2 mm) et présente une couleur verte suivant Ng dans les amphibolites situées plus à l'Ouest (dans la région de la Mesa del Carril). Les plagioclases, dont la composition est comprise entre 40 et 50 % An, sont encore peu mâclés et constituent des grains trapus de 0,05 à 0,2 mm. Les cristaux de quartz restent, au contraire, petits et engrenés. La biotite apparaît en paillettes fines et flexueuses à l'intérieur des amas d'amphiboles dans certains échantillons, provenant en particulier de la partie méridionale de la zone II (Charco del Infierno, Sancha). L'épidote n'existe que dans les faciès finement grenus, à hornblende vert-bleu aciculaire.

Dans l'arroyo de Sancha, à l'E immédiat de la Mesa del Carril, une importante lentille d'amphibolite a une composition minéralogique un peu différente, due à la présence d'*anthophyllite* ( $2V_x = 88^\circ$  ; Ng // c ; Ng = 1,64 ; Ng - Np = 0,024) qui constitue quelques baguettes légèrement colorées en vert jaunâtre, associées aux prismes de hornblende verte. L'apparition de cette amphibole orthorhombique s'accompagne d'une augmentation de la teneur en anorthite dans les plagioclases (An = 58 %). Ces deux phénomènes annoncent les particularités minéralogiques de la zone III, et permettent de considérer ce faciès, étant donné, en outre, sa position géographique, comme intermédiaire entre les deux zones.

Les amphibolites de la zone II apparaissent donc avec une structure plus cristallophyllienne, bien que les fantômes de texture ignée ne laissent aucun doute sur leur origine anté-métamorphique. La taille des cristaux tend à augmenter d'Est en Ouest, et la répartition des éléments blancs et des éléments colorés devient de plus en plus homogène. Enfin la hornblende, verte suivant Ng, remplace progressivement la hornblende vert-bleu à habitus aciculaire.

## 3 - Les amphibolites de la zone III

La série des gneiss à sillimanite et des quartzites feldspathiques qui caractérisent la zone III ne renferme que quelques lentilles d'amphibolites, dont les dimensions sont toujours restreintes (10 à 20 m de long au maximum), et qui se localisent de préférence près de la bordure du complexe granitisé des Camachas, riche en affleurements basiques.

Les amphibolites de cette zone ont un aspect massif, une couleur bleu-verdâtre, et présentent une linéation soulignée par l'orientation quasi-parallèle des prismes de hornblende. Quelques gisements sont constitués par des faciès légèrement rubanés, dus à l'existence de lits leucocrates, blanc-verdâtre, épais de 2 cm environ.

L'étude microscopique met en évidence trois types d'amphibolites, qui peuvent se rencontrer à l'intérieur d'un même affleurement :

- les amphibolites normales,
- les amphibolites à diopside,
- les amphibolites à biotite.

#### a) Les amphibolites normales

De texture nématoblastique isogranulaire, les amphibolites normales ont une composition minéralogique constante :

|                          |                           |
|--------------------------|---------------------------|
| Hornblende vert-brunâtre | Magnétite                 |
| Plagioclase              | Apatite                   |
| Quartz                   | Chlorite-Séricite-Calcite |
| Sphène                   |                           |

L'amphibole caractéristique de ce faciès a une couleur vert-brunâtre à brun suivant l'indice Ng et constitue des prismes de 1 à 2 mm de long. Les cristaux de plagioclase (An = 60 à 65 %) ont des dimensions presque identiques (0,5 mm) à celles des hornblendes, et sont toujours finement mâclés. Le quartz est peu représenté en grains plus ou moins interstitiels. Les autres minéraux sont accessoires. Ces amphibolites se distinguent donc nettement des roches basiques que nous avons déjà décrites par la texture et la répartition homogène de leurs éléments blancs et colorés d'une part, et leur nature minéralogique d'autre part.

#### b) Les amphibolites à diopside

Ce type de roche apparaît en général sur le terrain avec une structure rubanée. La masse sombre a une composition minéralogique analogue au faciès précédent :

Hornblende brun-vert  
 Plagioclase (An = 55 %), avec double mâcle Albite-Péricline  
 Quartz  
 Sphène automorphe  
 Magnétite.

Les lits leucocrates ont une texture granoblastique et sont constitués par des cristaux de quartz et de plagioclase (An = 50 %), de taille plus élevée (0,5-1 mm). En bordure de ces veines, les amphiboles sont corrodées par des cristaux de diopside dont les propriétés optiques :

$$2V_2 = 60^\circ \quad ; \quad Ng \wedge c = 44^\circ$$

$$Nm = 1,710$$

correspondraient aux proportions molaires  $Ca_{48}Mg_{22}Fe_{30}$ . A l'intérieur du lit, ces pyroxènes sont groupés en amas de plusieurs individus, entre lesquels apparaît un peu d'amphibole.

#### c) Les amphibolites à biotite

Ces roches sont généralement à grains fins, de couleur brune, et recouvertes d'une patine rouge-ocre. La texture nématoblastique est souvent masquée par des écrasements et des plissotements. L'amphibole qui est une hornblende vert-brun, se présente en cristaux prismatiques, altérés en épidote et en calcite lorsque des actions mécaniques les ont atteints. D'autre part, la hornblende est localement remplacée par une biotite brun-rougeâtre dont les paillettes entrecroisées se groupent en nids. Les minéraux blancs sont constitués par du quartz relativement plus abondant que dans les autres faciès amphiboliques, et du labrador, dont quelques cristaux sont légèrement zonés.

Les amphibolites de la zone III se distinguent nettement de celles qui appartiennent aux deux autres zones, par les caractères suivants :

- la présence de hornblende vert-brunâtre et l'apparition du diopside dans certaines d'entre elles,
- l'absence de textures ignées reliques et une cristallinité plus grande,
- une légère augmentation de la quantité des feldspaths, en général plus calciques.

## LE COMPLEXE GRANITISE DES CAMACHAS

Dans le domaine granitisé des Camachas, les faciès basiques se rencontrent suivant des modes de gisement variés. De grandes lentilles d'amphibolites, plus ou moins feldspathiques, parcourent la partie nord du massif sur plusieurs centaines de mètres par endroits ; d'Est en Ouest, elles diminuent de taille et "s'estompent" progressivement en passant à des diorites quartziques. Un deuxième alignement de formations basiques, moins développées que les précédentes, traverse le complexe des Camachas à la hauteur de Las Lapas, suivant la direction E-W. Ces deux zones ainsi localisées apparaissent donc sur le terrain comme constituées en première approximation par un mélange de roches basiques amphibolitiques, de diorites quartziques et de granodiorites à cordiérite.

Par ailleurs, les granodiorites à cordiérite renferment des enclaves d'amphibolites, en général sous la forme de boudins bien individualisés, au voisinage desquels se sont installées des taches pegmatitiques.

L'étude pétrographique révèle l'existence de plusieurs faciès d'amphibolites dont certains sont semblables à ceux de la zone III, et qui se rencontrent dans les deux types de gisements :

- amphibolites normales
- amphibolites rubanées à diopside
- amphibolites à pyroxène orthorhombique
- amphibolites à cummingtonite ou à anthophyllite
- amphibolites feldspathiques

Nous décrirons également les diorites quartziques qui paraissent sur le terrain si intimement liées aux roches basiques.

### 1 - Les amphibolites normales

La plupart des masses basiques qui affleurent au sein du massif des Camachas sont constituées par un faciès d'amphibolite qui ressemble beaucoup à ceux de la zone III. Au premier abord, il semble cependant que les structures soient en général plus rubanées et que les phénomènes de différenciations "lit par lit", faisant apparaître des alternances de lits à grains plus ou moins gros, et de lits plus ou moins feldspathiques, soient davantage accentués.

Ces amphibolites sont de couleur sombre, noir-brunâtre, avec des variations "demi-deuil" dans les zones plus largement grenues. Quand une structure rubanée existe, des plis de faible amplitude sont discernables, tandis que les roches plus massives et moins feldspathiques présentent une simple linéation, souvent assez peu marquée.

En lame mince, ce faciès apparaît avec une texture nématoblastique, présente dans tous les échantillons ; sa composition est également constante et assez simple :

|                      |                                 |
|----------------------|---------------------------------|
| Hornblende brun-vert | Apatite                         |
| Plagioclase          | Magnétite                       |
| Quartz               | Minéraux d'altération : Epidote |
| Sphène               | Calcite                         |

Les *amphiboles*, dont le caractère principal est la couleur brun-verdâtre suivant Ng, constituent des prismes courts et assez trapus (1 mm en moyenne), qui occupent plus de la moitié du volume total de la roche. Entre les baguettes de hornblende, les espaces sont remplis par des cristaux isodiamétriques (0,5 mm à 1 mm) de *plagioclase* (An = 55 à 60 %), qui est généralement mâclé et dépourvu de zonage. Dans les lits plus grossièrement grenus, les plagioclases présentent cependant un léger zonage traduisant une acidification vers l'extérieur du cristal, où la composition est alors de 45 % An.

Le *quartz* est un minéral peu abondant dans ce faciès et peut être même absent dans quelques échantillons. Le *sphène*, au contraire, est relativement bien représenté sous la forme de granules disséminés dans la masse rocheuse.

Une paragenèse tardive se développe parfois dans certains faciès à la suite d'une microcataclase, traduisant un phénomène de rétrogenèse dynamique ; les minéraux qui apparaissent sont : *épidote*, *chlorite* et *prehnite*, principalement dans les microfissures.

### 2 - Les amphibolites à diopside

Certains niveaux des amphibolites précédentes s'enrichissent en pyroxène monoclinique, visible à l'œil nu seulement dans les lits leucocrates. Ce type de roche présente le plus souvent une

structure rubanée, ce qui n'exclut pas cependant la présence de diopside dans la masse amphibolique. Ces faciès à pyroxènes ont une cristallinité plus grande, la taille des cristaux dépassant facilement 2 mm ; de nématoblastique, la texture devient granoblastique par endroits.

La composition minéralogique est assez variable, suivant que la structure de la roche est rubanée ou non :

|                      |                                          |
|----------------------|------------------------------------------|
| Hornblende brun-vert | Sphène                                   |
| Diopside             | Quartz                                   |
| Plagioclase          | Apatite                                  |
| Magnétite            | Epidote, Calcite, Prehnite (secondaires) |

Les prismes courts de *hornblende brun-vert* sont remplacés par des cristaux de *diopside* ; ces deux minéraux présentent entre eux de nombreuses associations diablasiques. Le pyroxène tend aussi à se développer en cristaux poecilites renfermant quelques résidus d'amphiboles, dans les zones riches en plagioclases. Ses caractères optiques sont assez constants d'un échantillon à l'autre (voir plus loin, p.151) et correspondent à un rapport  $Mg/(Fe + Mg)$  de 0,65 en moyenne.

Les *plagioclases* dont les cristaux sont mieux développés que dans les amphibolites précédentes, sont moins basiques dans les zones pyroxéniques ( $An = 45\%$ ) que dans la trame amphibolique ( $An = 60\%$ ). Dans les veines leucocrates, ces feldspaths tendent à prendre un habitus en baguette sub-automorphe, et présentant généralement la double macle Albite-Péricline. Ils sont souvent altérés en séricite et en épidote. Le *quartz* est très rare, sauf dans les lits où il occupe les espaces entre les feldspaths et les pyroxènes. Parmi les minéraux accessoires, le *sphène* occupe une place prépondérante ; il est cristallisé avec ses formes lancéolées caractéristiques.

Ces deux types d'amphibolites qui se rencontrent en lentilles dans la zone des migmatites, sur la bordure septentrionale du complexe des Camachas, sont pratiquement analogues aux faciès basiques de la zone III. Ils sont caractérisés par l'existence de la hornblende brun-vert et l'apparition de diopside, qui remplace l'amphibole et tend à constituer le seul minéral ferromagnésien dans les veines feldspathiques.

### 3 - Les faciès particuliers

#### a) Les amphibolites à pyroxène orthorhombique

Quelques faciès particuliers de roches basiques, caractérisées par l'existence de pyroxène orthorhombique, constituent de petites enclaves au sein des granodiorites à cordiérite ou des grandes lentilles d'amphibolites communes. Leur importance quantitative par rapport aux autres formations basiques est très faible ; mais leur intérêt réside dans leur nature pétrographique originale.

Ces roches, de densité élevée, sont massives et offrent un aspect corné dû à la finesse de leurs constituants ; leur couleur est en général noir-verdâtre. L'étude en lames minces de divers échantillons permet de distinguer deux types suivant l'habitus du pyroxène orthorhombique.

Les *amphibolites du premier type*<sup>(1)</sup>, qui se présentent souvent en enclaves dans d'autres faciès basiques, sont caractérisées par l'association minéralogique suivante :

|                         |           |
|-------------------------|-----------|
| Hornblende brun-vert    | Quartz    |
| Pyroxène orthorhombique | Magnétite |
| Plagioclase             | Apatite   |
| Biotite                 |           |

Les cristaux du pyroxène orthorhombique, dont les caractères optiques ( $2V_x = 52$  à  $58^\circ$ ,  $N_g = 1,710$ ) mettent en évidence une proportion molaire de 36-40 %  $Fe^{2+}$ , sont poecilites et corrodent les cristaux de hornblende, identiques à celle des amphibolites communes. Les pyroxènes ont parfois une allure d'"éponge", cimentant de nombreux grains isodiamétriques de plagioclase très basique ( $An = 70\%$ ).

Cette paragenèse est oblitérée par le développement postérieur de grandes lamelles poecilites de biotite, remplaçant les minéraux ferromagnésiens précédents, et de quelques cristaux xénomorphes de quartz.

Le *second type*<sup>(2)</sup> qui se rencontre dans de petites enclaves arrondies des granodiorites, se distingue du précédent par sa composition minéralogique et certains caractères particuliers de ses constituants :

(1) Casa del Herrero et 1 km au NE de la Casa de la Plata.

(2) Vallon de la Sierra de Cruz.

|                         |           |
|-------------------------|-----------|
| Hornblende jaune-brun   | Biotite   |
| Cummingtonite           | Magnétite |
| Pyroxène orthorhombique | Quartz    |
| Plagioclase             | Calcite   |

La trame rocheuse est constituée par un agrégat de hornblende jaune-brun et de pyroxène orthorhombique, en prismes courts, déterminant une vague texture nématoblastique. Des cristaux de cummingtonite, à mâcles polysynthétiques fines, interviennent aussi dans la formation de ce fond ; cette amphibole apparaît parfois sous l'aspect de lamelles à l'intérieur des cristaux de hornblende jaune-brun. Le pyroxène, dont les caractères sont identiques à ceux du faciès précédent, n'a plus son habitus poecilitique et constitue des prismes bien individualisés.

Les plagioclases, également très basiques (An = 80-82 %) sont assez abondants au sein de cette trame. La biotite se développe tardivement en paillettes qui sont obliques par rapport à la linéation des amphiboles et des pyroxènes. Cette biotitisation s'accompagne d'une cristallisation de quartz.

Quelques enclaves mélanocrates<sup>(1)</sup> sont enfin constituées par un faciès ultrabasique comprenant l'association minérale : pyroxène orthorhombique - hornblende jaune-brun - spinelle vert. Dans ces différenciations locales, le pyroxène est moins riche en Fe<sup>2+</sup> (20 %), d'après ses caractères optiques :  $2V_x = 80^\circ$  ; Ng = 1,69.

Ces faciès à pyroxène orthorhombique sont donc remarquables par la composition plus calcique de leurs plagioclases et tendent localement vers des variations ultrabasiques, riches en magnésium.

#### b) Les amphibolites à anthophyllite

Ce type d'amphibolite n'a été trouvé que dans la région de Las Lapas (6 km au NW de Lora del Rio), où il est plus ou moins associé avec les faciès calciques. Plusieurs échantillons montrent en lame mince des fantômes de texture ophitique, analogues à ceux que nous avons décrits dans la zone II par exemple.

La composition minéralogique rappelle aussi l'assemblage basique, caractéristique de cette zone.

|                  |                    |
|------------------|--------------------|
| Hornblende verte | Pyrite             |
| Anthophyllite    | Apatite            |
| Plagioclase      | Rutile             |
| Quartz           | Epidote - Chlorite |
| Biotite          | Calcite            |

La trame rocheuse est essentiellement constituée de cristaux de hornblende verte et de plagioclase (An = 55 %), entre lesquels s'individualisent quelques prismes d'anthophyllite, de couleur blanc-rosé ; cette amphibole est légèrement épigénisée en chlorite qui se développe sur la bordure des cristaux et le long des clivages. Dans ces amas amphiboliques, apparaissent quelques lames de biotite qui renferme des inclusions de rutile.

De nombreux cristaux de plagioclase sont zonés ; le cœur (An = 62 %) qui est altéré fréquemment en clinozoisite, est entouré de deux zones à An = 34 %, séparées entre elles par une zone fine à An = 25 %.

Ces amphibolites qui se rencontrent en lentilles dans les granodiorites à cordiérite semblent avoir conservé plus ou moins leur nature pétrographique, antérieure à la granitisation ; cependant certaines modifications, telles que l'apparition de biotite et le zonage normal des feldspaths, sont sans doute à rattacher au déséquilibre existant entre leur paragenèse métamorphique initiale et les conditions régnant au cours de cette granitisation.

#### 4 - Les diorites quartziques

Sur le versant septentrional de la Sierra de la Cruz, les lentilles d'amphibolite montrent un passage progressif à des faciès dioritiques qui forment de grands affleurements plus à l'Ouest, dans la région du Herrero et de Los Caños en particulier. Ces roches grenues isotropes apparaissent au sein des amphibolites en taches diffuses et en "pseudo-filons" qui s'insinuent en utilisant la foliation (planche III, fig. 6). Les masses de grandes dimensions, ont une constitution homogène, caractérisée par une roche mésocrate à cristaux assez gros (0,5 à 1 cm) de feldspath blanc-verdâtre, de biotite et d'amphibole. Des enclaves mélanocrates, dont nous venons de décrire les différentes variétés pétrographiques, sont abondantes localement. Ces faciès grenus sont parfois orientés, à

-----  
(1) 1 km au SW de la Casa de Idroga.

la suite de mouvements tardifs, postérieurs à leur formation ; ils sont aussi recoupés par des filons clairs, à allure pegmatitique, composés de quartz, d'oligoclase et de microcline (planche III, fig. 5).

L'étude microscopique de différents échantillons révèle une composition minéralogique assez constante :

|                  |                            |
|------------------|----------------------------|
| Plagioclase      | Sphène                     |
| Hornblende verte | Magnétite                  |
| Biotite          | Apatite                    |
| Quartz           | Zircon                     |
|                  | Epidote, Chlorite, Calcite |

Le plagioclase, qui est une andésine ( $An = 44-47\%$ ), est le minéral le plus abondant ; il se présente en cristaux subautomorphes, allongés suivant  $[100]$ , entre lesquels s'individualisent des amas de hornblende verte, parfois bleutée suivant Ng, et de biotite. Les prismes d'amphiboles, en général de grandes dimensions (1 cm), sont poecilites et déchiquetés et sont remplacés, à des degrés variables, par des paillettes enchevêtrées de biotite, qu'accompagnent souvent des cristaux d'épidote et d'apatite. Le quartz a un développement interstitiel, moulant les constituants majeurs de la roche. Dans les faciès à structure orientée, il est fréquemment granulé.

Ces diorites quartziques renferment localement un peu de feldspath potassique ; il s'agit de microcline perthitique en cristaux xénomorphes qui remplacent les plagioclases, avec développement de myrmékite. Ce phénomène se rencontre principalement dans la bordure nord ouest du massif des Camachas (cours supérieur de l'arroyo del Puerco). Le microcline devient en outre prépondérant dans les filons leucocrates qui recoupent les diorites.

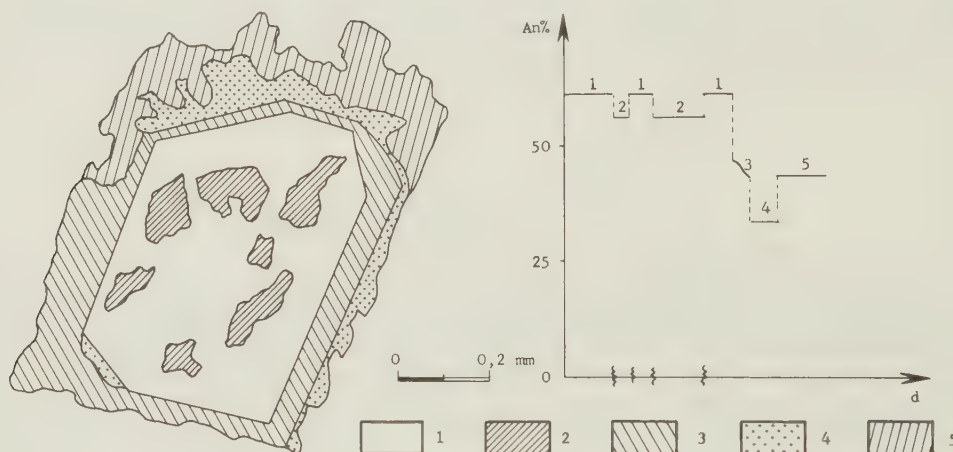


Fig. 41 - Courbe de zonage d'un plagioclase d'amphibolite feldspathique (échant. 153)

Les signes  $\{ \}$  indiquent les "corrosions"

Il existe de nombreux faciès de transition entre les amphibolites et les diorites quartziques, sous la forme d'amphibolites feldspathiques à structure isotrope, dans lesquelles les minéraux ferromagnésiens restent abondants. Ces roches intermédiaires, qui ont une granulométrie plus fine (1 mm en moyenne), présentent les caractères pétrographiques suivants :

|                                     |           |
|-------------------------------------|-----------|
| Hornblende verte, parfois vert-brun | Sphène    |
| Biotite                             | Magnétite |
| Plagioclase                         | Epidote   |
| Quartz                              | Chlorite  |
| Apatite                             | Calcite   |

De formes irrégulières, les prismes de hornblende sont corrodés par les lamelles de biotite ( $2V_x = 10^\circ$ ). Le plagioclase se développe en baguettes allongées, subautomorphes ; il est zoné, avec un cœur généralement altéré en séricite et en épidote. Le zonage de ces cristaux feldspathiques fournit des renseignements intéressants sur l'évolution de cette roche (fig. 41). Le cœur est composé de 2 phases ( $An = 62\%$  et  $An = 57\%$ ) : il est est séparé, par une limite nette, de l'écorce qui comprend :

- une zone où la composition varie de 47 à 44 % An de l'intérieur vers l'extérieur
- une zone corrodée (An = 34 %), entourant plus ou moins la précédente
- une zone corticale à 44 % An.

La composition de ces plagioclases passe d'une valeur caractéristique des amphibolites (An = 62 %) à une valeur caractéristique des faciès dioritiques (An = 44 %). Les phénomènes de corrosion sont très développés, au passage d'une zone à l'autre.

Le quartz peu abondant moule les autres éléments de la roche.

Les critères géologiques et pétrographiques permettent de conclure à l'évolution progressive des amphibolites vers un faciès de diorite quartzique. Ce phénomène met en jeu les modifications suivantes :

- *augmentation de la cristallinité* (la taille des cristaux passe de 0,5 mm à plusieurs mm)
- *augmentation de la quantité de plagioclases et acidification de ces feldspaths*
- *transformation de l'amphibole en biotite.*

## CONCLUSION

Dans la série gneissique orientale, les zones de métamorphisme, établies à partir des faciès silico alumineux, sont caractérisées par des types différents de roches basiques dont le tableau XIX résume les compositions minérales et les textures (fig. 42).

Tableau XIX

| CONSTITUANTS                    | ZONE I    | ZONE II | ZONE III  | ENCLAVES  | DIORITE |
|---------------------------------|-----------|---------|-----------|-----------|---------|
| Hornblende                      |           |         |           |           |         |
| Plagioclase                     |           |         |           |           |         |
| Epidote                         | — — — — — | .....   |           |           | .....   |
| Biotite                         | — — — — — | .....   | .....     | — — — — — |         |
| Chlorite                        | — — — — — |         |           |           |         |
| Quartz                          | .....     | .....   | .....     | .....     |         |
| Diopside                        |           |         | — — — — — |           |         |
| Cummingtonite                   |           |         | — — — — — |           |         |
| Anthophyllite                   |           | .....   |           | .....     |         |
| Pyroxène ortho.                 |           |         |           | .....     |         |
| Microcline                      |           |         |           |           | .....   |
| Texture ophitique<br>résiduelle | — — — — — | .....   |           | .....     |         |
| Text. nématoblastique           |           |         |           |           |         |
| Text. granoblastique            |           |         |           | — — — — — |         |

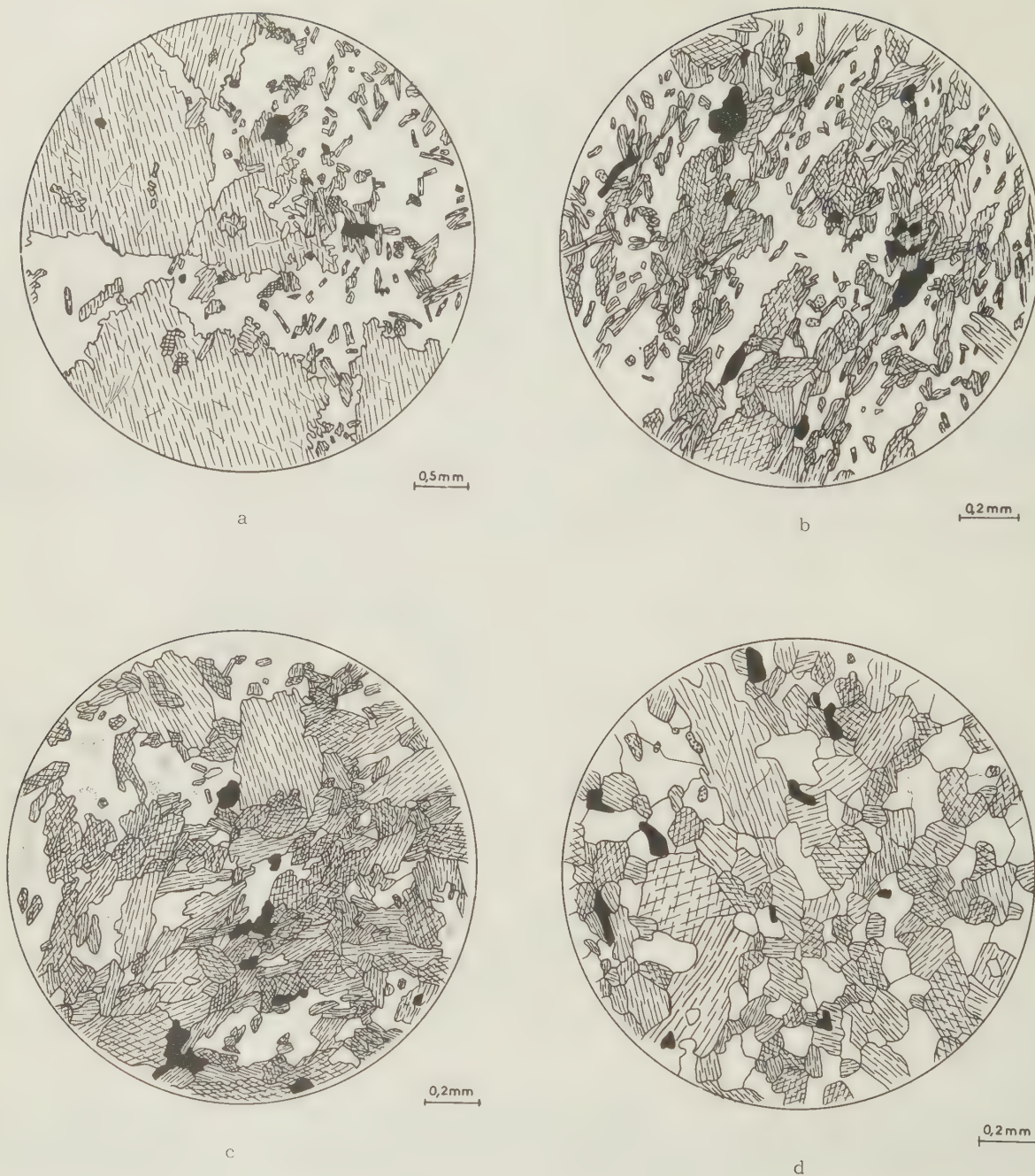


Fig. 42 - Textures des amphibolites

- a. Amphibolite de la zone I, à texture ophitique résiduelle ; grands cristaux d'ouranite à cœur de pyroxène (échant. 203)  
Lumière naturelle x18
- b. Amphibolite de la zone I, à hornblendes fines en agrégats. La texture ophitique primaire se distingue encore parfaitement (échant. 192). Lumière naturelle x45
- c. Amphibolite de la zone III (échant. 325), à texture nématoblastique. Les hornblendes ont un habitus prismatique.  
Lumière naturelle x45
- d. Amphibolite de la zone III (échant. 195), à texture nématoblastique. Les hornblendes ont un habitus prismatique.  
Lumière naturelle x45

# INTRODUCTION

Les observations macroscopiques et microscopiques qui précèdent nous ont permis de montrer les variations de structure, de texture et de composition minéralogique que présentent les faciès basiques au sein du massif cristallophyllien de Lora del Rio. Ces résultats doivent être complétés par une étude minéralogique comparée, qui consistera à décrire les propriétés physiques et chimiques des principaux minéraux constituants, en les replaçant toujours dans leur milieu pétrographique, pour dégager leur domaine de stabilité dans la zonéographie métamorphique adoptée ici, et aussi pour mettre en évidence les modifications isomorphiques, susceptibles d'évoluer avec le degré de métamorphisme dans les espèces complexes, formées de plusieurs solutions solides.

Aussi nous intéressons-nous principalement aux constituants majeurs, qui sont largement représentés et les plus abondants tels que amphiboles et plagioclases (plus de 90 % de la roche en moyenne), ou qui sont caractéristiques d'une certaine zone tels que épidotes et pyroxènes (monocliniques et orthorhombiques), abstraction faite des minéraux opaques.

## LES PLAGIOCLASES

Ces minéraux sont présents dans tous les types d'amphibolite. Dans les faciès doléritiques, peu transformés, subsistent des reliques de feldspath igné à An = 55 %.

La taille des cristaux néoformés augmente en même temps que le degré de métamorphisme. Dans la zone I, les grains sont très petits (0,02 à 0,05 mm) et atteignent ensuite des diamètres de 0,1 mm dans la zone II. La zone III se caractérise, au contraire, par des cristaux mieux développés (0,2 à 0,5 mm), en particulier dans les faciès où apparaît la biotite. Cette croissance des dimensions s'accroît encore dans les diorites quartziques, dont les plagioclases en baguettes bien formées dépassent le millimètre (2 à 5 mm en moyenne).

La composition présente des variations en fonction du degré de métamorphisme, tout en restant toujours assez basique. La tendance générale se traduit par un enrichissement en molécule d'anorthite. Dans la zone I, l'andésine (35-40 % An) semble stable ; de nombreux cristaux offrent cependant un zonage inverse avec une valeur extrême An = 53 %. Les amphibolites de la zone II renferment des plagioclases plus basiques (An = 40-50 %) et non zonés, tandis que les faciès à anthophyllite sont caractérisés par du labrador (An = 58 %). Dans les roches à hornblende brun-vert, la teneur moyenne en anorthite oscille autour de 60-65 % ; elle augmente de façon significative dans les faciès à pyroxène orthorhombique et à cummingtonite (An = 70-82 %). Les plagioclases des enclaves basiques, dans le massif des Camachas, présentent cependant un zonage normal (An variant de 60 % à 40 %) ; ce phénomène se retrouve également dans les amphibolites feldspathiques, qui passent progressivement aux diorites quartziques, renfermant de l'andésine calcique (An = 44-47 %).

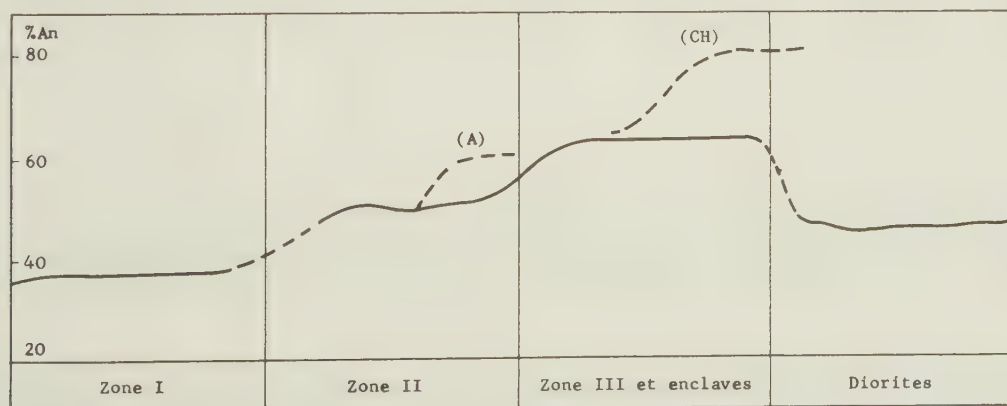


Fig. 43 - Composition moyenne des plagioclases dans les amphibolites des différentes zones

(A) : amphibolite à anthophyllite

(CH) : amphibolite à cummingtonite et à hypersthène

Rarement mâclés dans la zone I et le début de la zone II, les feldspaths le sont plus fréquemment dans les zones de métamorphisme plus intense. Les mâcles de l'Albite et de la Péricline sont les plus fréquentes. La figure 43 récapitule les caractères principaux des plagioclases : il faut remarquer les fortes teneurs en anorthite dans tous les faciès basiques renfermant des minéraux ferromagnésiens non calciques tels que anthophyllite, cummingtonite et hypersthène.

#### LES EPIDOTES

L'épidote qui est un constituant abondant dans les dolérites transformées dans le faciès *schistes verts* n'a qu'un développement restreint dans les amphibolites de la zone I. Ce fait est à relier en partie avec la composition relativement calcique des plagioclases dans ces roches basiques peu métamorphisées. Ce minéral disparaît des amphibolites au passage de la zone I à la zone II, tandis qu'il subsiste encore dans les faciès calciques (quartzites à épidote du Guadalbarcar par exemple). Son occurrence dans le domaine granitisé des Camachas est due à un phénomène rétro-morphique.

Dans les amphibolites de la zone I, l'épidote constitue des cristaux de faibles dimensions et de forme peu individualisée. Sa composition chimique, déduite de l'étude optique, ne présente pas de variation évidente. Les angles  $2V_x$  des axes optiques sont compris entre  $72^\circ$  et  $79^\circ$  et permettent de situer les proportions molaires entre 30 % et 24 % d'épidote ferrique.

#### LES PYROXENES

Les pyroxènes monocliniques ne font leur apparition dans les amphibolites qu'au niveau de la zone III. Leurs cristaux sont très souvent poecilittiques et se forment à partir des hornblendes généralement dans des lits quartzo-feldspathiques.

Le tableau XX indique les caractères optiques de ces minéraux, et leurs proportions moléculaires Ca : Mg : Fe d'après J.D. Muir (1951).

Tableau XX  
Caractères optiques des diopsides

| Echantillon | $2V_z$     | $Ng \wedge c$       | Nm    | Composition               |
|-------------|------------|---------------------|-------|---------------------------|
| 27/1        | $60^\circ$ | $44^\circ$          | 1,710 | $Ca_{48} Mg_{24} Fe_{28}$ |
| 4/1         | $59^\circ$ | $40^\circ$          | 1,695 | $Ca_{49} Mg_{34} Fe_{17}$ |
| 182/2       | $58^\circ$ | $40^\circ$          | 1,700 | $Ca_{48} Mg_{32} Fe_{20}$ |
| 90          | $55^\circ$ | $40^\circ$          | 1,693 | $Ca_{46} Mg_{37} Fe_{17}$ |
| 186         | $52^\circ$ | $42^\circ$          | 1,692 | $Ca_{43} Mg_{40} Fe_{17}$ |
| 47/1        | $50^\circ$ | $42^\circ$          | 1,698 | $Ca_{41} Mg_{36} Fe_{23}$ |
| 174/1       | $62^\circ$ | $40^\circ-42^\circ$ | 1,705 | $Ca_{49} Mg_{26} Fe_5$    |
| 580         | $59^\circ$ | $42^\circ$          | 1,700 | $Ca_{48} Mg_{30} Fe_{22}$ |

Les deux derniers échantillons correspondent à des faciès calciques dont l'un appartient à la zone I (580). Les trois premiers pyroxènes semblent plus riches en Ca que les trois suivants. Cette distinction est à relier avec le mode de gisement de ces échantillons : les échantillons 27/1, 4/1 et 182/2 proviennent de lentilles d'amphibolites situées dans la zone III ou dans la zone de transition avec le massif des Camachas. Les diopsides moins riches en Ca sont issus de petites enclaves

dans les granodiorites à cordiérite, dans la partie nord ouest de ce massif. Ce phénomène pourrait faire penser à une différence des conditions de cristallisation, en particulier la température, dont l'augmentation tend à réduire le domaine d'immiscibilité dans le système  $\text{MgSiO}_3 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  (Atlas, 1952). Mais comme l'ont montré de récents auteurs, M.J. O'Hara (1960), G.M. Brown (1961) entre autres, la déduction de la composition chimique à partir des propriétés optiques doit inciter à la plus grande prudence dans un problème de ce genre.

Les pyroxènes orthorhombiques sont extrêmement rares dans ces faciès basiques. Ils remplacent parfois les cristaux de hornblende et sont très souvent associés à de la cummingtonite. Ils constituent aussi des différenciations ultrabasiques au sein des amphibolites en voie de dioritisation. Le tableau XXI donne les caractères de ces minéraux et leur composition chimique (Hess, 1952).

Tableau XXI  
Caractères optiques des pyroxènes orthorhombiques

| Echantillon | $2V_x$ | Dispersion | Composition                     |
|-------------|--------|------------|---------------------------------|
| 186         | 50°    | $r > v$    | $\text{En}_{57} \text{Fs}_{43}$ |
| 4/6         | 52-55° | $r > v$    | $\text{En}_{60} \text{Fs}_{40}$ |
| 182         | 80°    | $r > v$    | $\text{En}_{81} \text{Fs}_{19}$ |

Le dernier échantillon provient d'une de ces lentilles ultrabasiques, et révèle une plus grande richesse en magnésium. Le pyroxène 186 coexiste avec le diopside : les rapports  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  sont différents dans les deux cas :

Pyroxène orthorhombique : 0,57  
Pyroxène monoclinique : 0,70

La forme non calcique a une concentration en  $\text{Fe}^{2+}$  plus grande, résultat en accord avec les données de la cristallographie de ces minéraux (Ghose, 1962). Le coefficient de distribution  $K_d$ , défini par R. Kretz (1961)<sup>(1)</sup>, est égal à 0,56, analogue à la valeur moyenne 0,54 trouvée par cet auteur dans les roches métamorphiques. Ce résultat semble indiquer que ces deux minéraux étaient en équilibre physico-chimique au moment de leur formation.

La paragenèse de cet échantillon comprend également de la cummingtonite dont le rapport  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  est de l'ordre de 0,54 (détermination optique). Cette distribution identique de Mg et  $\text{Fe}^{2+}$  entre l'hypersthène et la cummingtonite démontre leur coexistence en équilibre dans l'association minérale (Mueller, 1961).

#### LES AMPHIBOLES CALCIFIQUES

Les amphiboles calciques présentent un intérêt certain dans l'étude des faciès métamorphiques basiques, du fait de leur abondance et des renseignements d'ordre zonéographique qu'elles fournissent. Cet intérêt a déjà été révélé par J.D.H. Wiseman (1934) et renforcé récemment par les travaux de F. Shido (1958).

-----  
(1)  $K_d = \frac{X^0}{(1 - X^0)} \cdot \frac{1 - X^N}{X^N}$  avec  $X = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$  pour le pyroxène orthorhombique et le pyroxène monoclinique respectivement. Kretz pense que  $K_d$  est égal à 0,54 dans les roches métamorphiques, et atteint 0,73 dans les roches ignées.

# 1 - Habitus et propriétés optiques

Nous avons décrit auparavant l'aspect qu'offrent ces minéraux dans les différentes roches basiques. L'habitus de leurs cristaux varie en fonction de l'intensité croissante du métamorphisme, de même que la couleur suivant l'indice Ng (tableau XXII).

Tableau XXII

| Zones    | Habitus                               | Couleur de Ng |
|----------|---------------------------------------|---------------|
| Zone I   | cristaux aciculaires en feutrage      | Bleu verdâtre |
| Zone II  | cristaux aciculaires, et prismatiques | Vert          |
| Zone III | cristaux prismatiques et trapus       | Brun verdâtre |

Les variations de l'indice de réfraction Ng et de l'angle  $2V_x$  des axes optiques sont représentées dans la figure 44. Ces propriétés optiques permettent difficilement de déduire les compositions chimiques. Comme l'ont montré A. Rosenweig et E.H. Watson (1954), ces caractères sont influencés non seulement par le rapport  $Mg/Fe^{2+}$ , mais aussi par la teneur relative des atomes  $Fe^{3+}$ , Al et Ti dans les positions hexacoordonnées. Comme nous le verrons plus loin, ces dernières teneurs varient justement beaucoup au cours du métamorphisme.

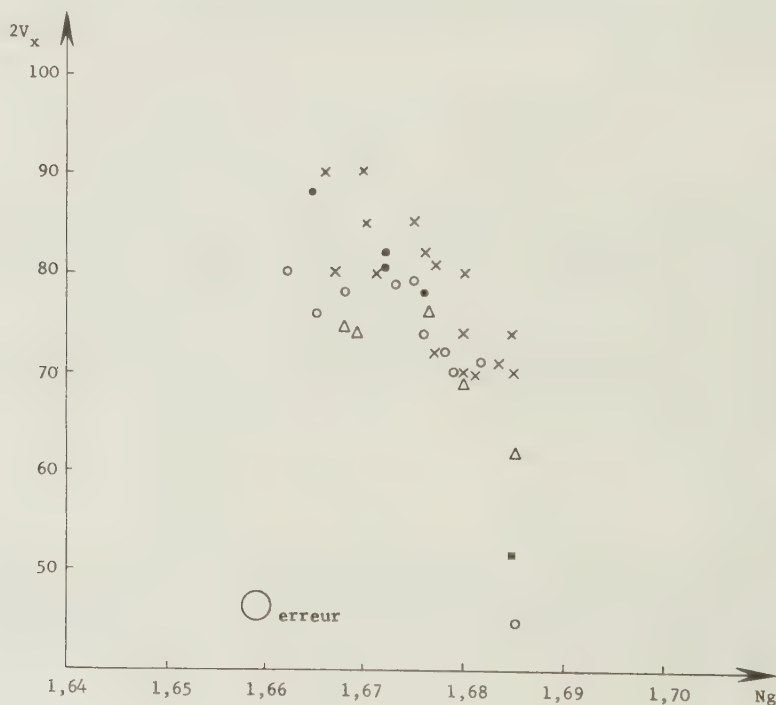


Fig. 44 - Propriétés optiques des hornblendes : diagramme 2 V<sub>x</sub> - Ng

Cercles : hornblendes bleues

Points noirs : hornblendes vertes

Croix : hornblendes brun-vert

Triangle : hornblendes des diorites quartziques

Les *amphiboles bleu-vert* semblent cependant présenter des variations continues et régulières entre Ng et  $2V_x$  ; Ng est compris entre 1,662 et 1,685, et  $2V_x$  diminue en même temps de 80° à 70°, avec les valeurs particulières 52° et 45° pour deux échantillons provenant de la limite supérieure de la zone I.

Les *amphiboles vertes et brun-vert* se divisent en deux familles d'après la valeur de l'angle optique, l'indice Ng variant de 1,667 à 1,685 :  $2V_x$  est voisin de 70° dans la première et de 82° dans la seconde, dont les individus se rencontrent principalement dans les amphibolites à diopside. Enfin les roches renfermant de la cummingtonite et de l'hypersthène ont des hornblendes brun-clair, caractérisées par un angle  $2V_x$  fort (voisin de 85°).

Les *hornblendes des diorites quartziques* ont des propriétés optiques également variables. L'angle  $2V_x$  diminue de façon nette en fonction de la coloration vert-bleuté qu'acquièrent ces minéraux. De 74° à 78° dans les amphiboles vert-clair à jaunâtre, l'angle des axes optiques passe à 60-66° dans les amphiboles vert-foncé et bleuté. Ces caractères semblent indiquer une composition se rapprochant de la série *hastingsite-ferrohastingsite* (comparer par exemple avec Buddington et Leonard, 1953).

## 2 - Composition chimique

Les amphiboles ont été séparées et analysées dans 12 échantillons provenant des différentes zones de métamorphisme et des diorites quartziques.

Le tableau XXIII indique les résultats obtenus, ainsi que les caractères optiques des minéraux analysés.

Tableau XXIII  
Compositions chimiques des amphiboles

| ZONES                          | ZONE I    |           |           | ZONE II |            | ZONE III ET MIGMATITES |           |           |           |         | DIORITE |           |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|---------|------------|------------------------|-----------|-----------|-----------|---------|---------|-----------|
| Echantillons                   | 1         | 2         | 3         | 4       | 5          | 6                      | 7         | 8         | 9         | 10      | 11      | 12        |
| SiO <sub>2</sub>               | 45,44     | 43,43     | 44,26     | 44,30   | 43,30      | 38,91                  | 45,68     | 44,12     | 44,35     | 44,40   | 47,21   | 39,60     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,49     | 12,30     | 11,25     | 10,30   | 11,60      | 11,85                  | 10,71     | 10,58     | 10,08     | 8,36    | 9,78    | 10,71     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,09      | 6,25      | 4,97      | 5,48    | 4,02       | 6,02                   | 3,37      | 3,22      | 4,14      | 5,61    | 3,07    | 7,25      |
| FeO                            | 10,50     | 8,87      | 9,05      | 11,70   | 11,19      | 11,00                  | 10,55     | 11,91     | 11,09     | 10,30   | 10,45   | 12,15     |
| MnO                            | 0,30      | 0,43      | 0,35      | 0,12    | 0,35       | 0,20                   | 0,16      | 0,33      | 0,23      | 0,27    | 0,34    | 0,34      |
| MgO                            | 11,04     | 12,07     | 13,21     | 11,20   | 11,94      | 12,07                  | 13,33     | 11,43     | 12,70     | 13,58   | 12,82   | 9,00      |
| CaO                            | 10,47     | 11,03     | 11,22     | 10,90   | 10,29      | 12,34                  | 11,78     | 11,97     | 12,72     | 13,00   | 11,22   | 11,59     |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,72      | 1,61      | 1,17      | 1,90    | 1,48       | 1,24                   | 1,50      | 1,57      | 1,39      | 1,75    | 1,30    | 1,12      |
| K <sub>2</sub> O               | 0,58      | 0,30      | 0,85      | 0,45    | 0,71       | 0,50                   | 0,45      | 0,50      | 0,75      | 0,65    | 0,95    | 1,33      |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,00      | 2,60      | 2,14      | 2,30    | 2,90       | 4,84                   | 1,58      | 3,27      | 1,97      | 1,02    | 1,85    | 3,64      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09      | 0,05      | 0,07      | 0,19    | 0,08       | 0,22                   | 0,09      | 0,07      | 0,05      | 0,06    | 0,08    | 0,32      |
| H <sub>2</sub> O               | 0,92      | 0,92      | 1,24      | 0,35    | 1,58       | 0,64                   | 0,48      | 0,88      | 0,76      | 0,32    | 0,64    | 2,60      |
| F                              | tr.       | 0,03      | 0,24      | 0,20    | 0,40       | tr.                    | 0,25      | 0,15      | 0,37      | 0,07    | 0,07    | 0,20      |
| total                          | 99,64     | 99,86     | 99,78     | 99,21   | 99,44      | 99,83                  | 99,68     | 99,85     | 100,23    | 99,32   | 99,71   | 99,65     |
| $2V_x$                         | 78°       | 80°       | 76°       | 79°-80° | 82°        | 82°                    | 85°       | 71°       | 85°       | 90°     | 80°     | 76°       |
| Ng $\wedge$ c                  | 17°       | 16°       | 20°       | 20°     | 19°-20°    | 16°                    | 15°       | 18°       | 17°       | 18°-19° | 18°     | 15°       |
| Ng                             | 1,668     | 1,662     | 1,665     | 1,675   | 1,674      | 1,676                  | 1,670     | 1,683     | 1,675     | 1,666   | 1,667   | 1,676     |
| Ng-Np                          |           | 0,022     | 0,020     | 0,021   | 0,024      | 0,024                  | 0,023     | 0,023     | 0,022     | 0,021   | 0,024   | 0,024     |
| Z                              | bleu-vert | bleu-vert | bleu-vert | vert    | vert-clair | vert-franc             | brun-vert | brun-vert | brun-vert | vert    | vert    | vert-brun |

On s'aperçoit tout de suite que ces amphiboles ont une forte teneur en alumine, même dans les faciès de degré métamorphique peu élevé. Les amphiboles bleues semblent également plus riches en (OH) que les hornblendes vert-brun. Ces données ont été transformées en proportions moléculaires, correspondant à une base de 23 oxygènes, selon la méthode imaginée par F. Shido (1958). Ces compositions moléculaires des amphiboles sont indiquées dans le tableau XXIV.

Tableau XXIV  
Formules structurales des amphiboles

| ZONE                                                    | ZONES I et II |      |      |      |      | ZONE III |      |      |      |      | DIORITES |      |
|---------------------------------------------------------|---------------|------|------|------|------|----------|------|------|------|------|----------|------|
| Echantillon                                             | 1             | 2    | 3    | 4    | 5    | 6        | 7    | 8    | 9    | 10   | 11       | 12   |
| Si                                                      | 6,66          | 6,28 | 6,42 | 6,49 | 6,35 | 5,66     | 6,65 | 6,44 | 6,45 | 6,55 | 6,89     | 6,07 |
| Al <sup>IV</sup>                                        | 1,34          | 1,72 | 1,58 | 1,51 | 1,65 | 2,34     | 1,35 | 1,56 | 1,55 | 1,38 | 1,11     | 1,93 |
| Al <sup>VI</sup>                                        | 0,58          | 0,38 | 0,34 | 0,26 | 0,36 | 0,01     | 0,33 | 0,26 | 0,18 | ---  | 0,33     | 0,01 |
| Fe <sup>3+</sup>                                        | 0,45          | 0,68 | 0,54 | 0,60 | 0,44 | 0,65     | 0,36 | 0,35 | 0,45 | 0,62 | 0,34     | 0,83 |
| Ti                                                      | 0,22          | 0,28 | 0,23 | 0,25 | 0,32 | 0,52     | 0,17 | 0,36 | 0,22 | 0,11 | 0,20     | 0,41 |
| Fe <sup>2+</sup>                                        | 1,28          | 1,07 | 1,10 | 1,43 | 1,38 | 1,33     | 1,28 | 1,46 | 1,35 | 1,26 | 1,27     | 1,56 |
| Mn                                                      | 0,04          | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0,02     | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,04     | 0,04 |
| Mg                                                      | 2,41          | 2,60 | 2,84 | 2,46 | 2,61 | 2,61     | 2,88 | 2,49 | 2,75 | 2,98 | 2,78     | 2,05 |
| Ca                                                      | 1,63          | 1,70 | 1,74 | 1,71 | 1,62 | 1,92     | 1,83 | 1,87 | 1,97 | 2,05 | 1,75     | 1,91 |
| Na                                                      | 0,48          | 0,45 | 0,33 | 0,54 | 0,42 | 0,35     | 0,42 | 0,44 | 0,39 | 0,49 | 0,37     | 0,33 |
| K                                                       | 0,11          | 0,05 | 0,15 | 0,08 | 0,13 | 0,09     | 0,08 | 0,09 | 0,14 | 0,12 | 0,17     | 0,26 |
| Mg/(Mg+Fe)                                              | 0,65          | 0,71 | 0,72 | 0,63 | 0,65 | 0,66     | 0,69 | 0,63 | 0,67 | 0,70 | 0,68     | 0,56 |
| Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> ) | 0,26          | 0,39 | 0,33 | 0,30 | 0,24 | 0,33     | 0,22 | 0,19 | 0,25 | 0,33 | 0,21     | 0,34 |
| Alc. in (A)(1)                                          | 0,22          | 0,26 | 0,31 | 0,33 | 0,32 | 0,37     | 0,44 | 0,40 | 0,50 | 0,61 | 0,29     | 0,50 |

Les proportions moléculaires présentent des variations au cours du métamorphisme. La lecture du tableau XXIV permet de constater les faits suivants :

- Les quantités de Si et de Al dans les tétraèdres (Si,Al)O<sub>4</sub> présentent des fluctuations aléatoires et peuvent être considérées comme constantes.
- L'aluminium hexacoordonné diminue au cours du métamorphisme, ainsi que Fe<sup>3+</sup>, sauf dans les hornblendes des diorites.
- Le rapport Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>) présente une tendance à la diminution, qui semble correspondre à une diminution concomitante des (OH). Les hornblendes bleues sont en effet plus riches en (OH) (Seitsaari, 1953 ; A. Engel, C. Engel et R. Havens, 1961).
- Le titane semble être plus abondant dans les hornblendes brun-vert ce qui expliquerait leur coloration (Miyashiro, 1958) ; mais le dosage de ce corps est loin d'être précis et ne permet aucune déduction certaine.
- Il en est de même pour le manganèse qui tendrait à diminuer avec l'intensité du métamorphisme, mais dont la précision de dosage est faible (20 % environ).
- Le calcium est plus abondant dans les amphiboles vert-brun que dans les amphiboles bleues. Les alcalins ne présentent pas de variations évidentes. Ils sont nettement plus concentrés dans les sites "A" de la structure, dans les minéraux de la zone III.

-----  
(1) Nombre d'atomes alcalins occupant les sites A ("vacant space") de la structure de la trémolite.

- Enfin le rapport  $Mg/(Mg + Fe)$  reste sensiblement constant.

Ainsi les principales variations des proportions moléculaires en fonction de l'intensité du métamorphisme peuvent se résumer sous la forme : *augmentation du nombre des sites "A" occupés par les alcalins, et diminution du nombre des ions Al et  $Fe^{3+}$  dans les positions hexacoordonnées.*

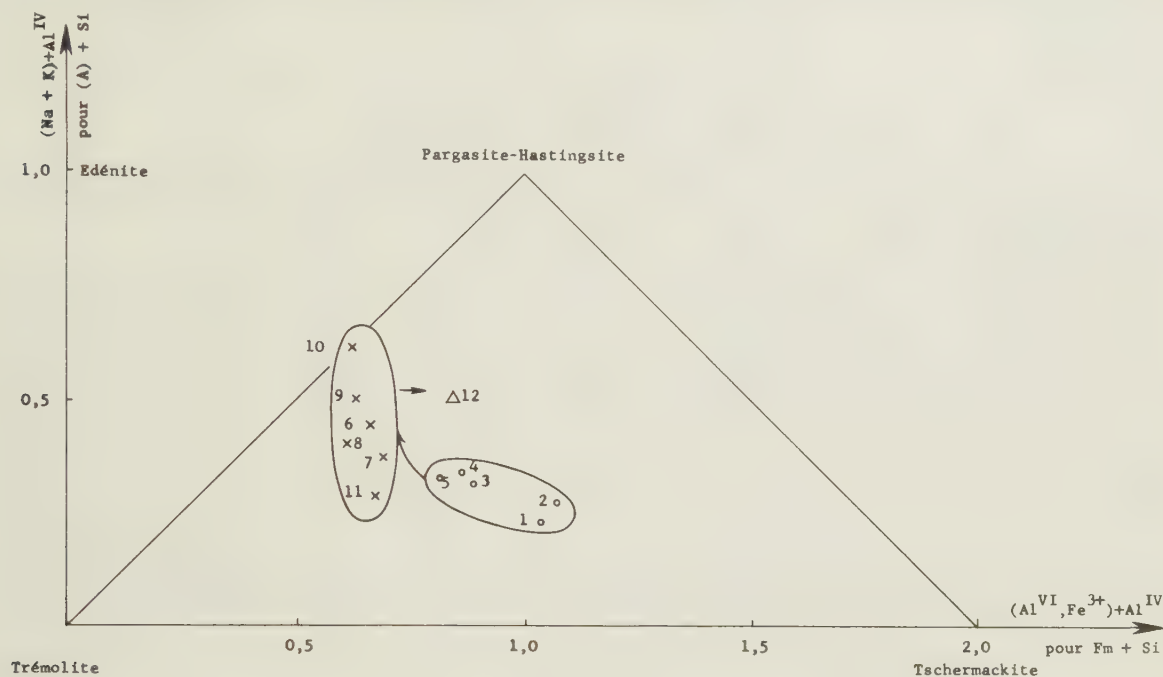


Fig. 45 - Diagramme de Boyd pour les hornblendes analysées

En ordonnées : substitution  $(Na + K) + Al^{IV}$  pour  $(A) + Si$

En abscisses : substitution  $(Al^{VI}, Fe^{3+}) + Al^{IV}$  pour  $Fm + Si$

Cercle : amphibole bleutée (zone I)

Croix : amphibole brun-vert (zone III)

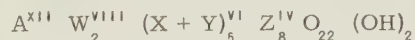
Triangle : amphibole des diorites

Cette évolution apparaît clairement dans le diagramme de F.R. Boyd (1959) inspiré de celui de A.F. Hallimond (1943) (fig. 45). En abscisses sont portés les ions  $(Al^{VI} + Fe^{3+})$  qui interviennent dans la substitution isomorphique  $(Al^{VI}, Fe^{3+}) + Al^{IV} \longrightarrow (Mg, Fe^{2+}) + Si$ , et en ordonnées les positions "A" occupées par  $(Na + K)$ , correspondant à la substitution  $(Na, K) + Al^{IV} \longrightarrow "A" + Si$ . La flèche indique le sens de variations au cours du métamorphisme.

### 3 - Variation des substitutions isomorphiques au cours du métamorphisme

F. Shido (1958), à la suite des travaux de A.F. Hallimond (1943) et de N. Sundius (1946) a montré que la composition assez complexe d'une amphibole calcique peut être exprimée par un petit nombre de molécules, chacune d'elles traduisant un type de substitution isomorphique à partir de la formule de la trémolite  $Ca_2Fm_5Si_8O_{22}(OH)_2$ , avec  $Fm = Mg + Fe^{2+}(1)$ .

La formule structurale d'une amphibole calcique est donc de la forme :



les chiffres romains représentant la coordinance des atomes A, W, X, Y, Z.

Les différents remplacements appliqués à la formule de la trémolite sont indiqués dans le tableau XXV, ainsi que les molécules ordinaires auxquels ils aboutissent, et qui peuvent exister dans la nature. A partir de ce tableau, et en suivant le même ordre, il est possible de calculer

(1) Dans tout ce qui suit, nous n'envisagerons pas les remplacements isomorphiques :  $Mg \longrightarrow Fe^{2+}$  et  $Al \longrightarrow Fe^{3+}$ .

les fractions molaires de chaque terme extrême en solution solide dans une amphibole donnée. Nous donnons comme exemple de ce mode de calcul le cas de l'amphibole 2, (tableau XXVI).

Ce mode de calcul diffère de celui de F. Shido (1958) par le choix des molécules caractéristiques ; en effet certains termes imaginés par cet auteur ne sont pas conformes avec la formule de l'amphibole.

Tableau XXV  
Remplacements isomorphiques des hornblendes

| SUBSTITUTION ISOMORPHIQUE               | NOM              | SYM-BOLE | A  | W               | X + Y                           | Z                                                                 |
|-----------------------------------------|------------------|----------|----|-----------------|---------------------------------|-------------------------------------------------------------------|
| Ti Al <sub>2</sub> → Mg Si <sub>2</sub> | Titano-amphibole | Tiam     | .  | Ca <sub>2</sub> | Fm Ti <sub>4</sub>              | Al <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>                 |
| Mg → Ca                                 | Cummingtonite    | Cum      |    | Mg <sub>2</sub> | Fm <sub>5</sub>                 | Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>                 |
| Ca Al <sub>2</sub> → Si <sub>2</sub>    | Edénite calcique | Ced      | Ca | Ca <sub>2</sub> | Fm <sub>5</sub>                 | Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> |
| Na <sub>2</sub> → Ca                    | Richtérite       | Rt       | Na | Na Ca           | Fm <sub>5</sub>                 | Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>                 |
| Na Al → Si                              | Edénite          | Ed       | Na | Ca <sub>2</sub> | Fm <sub>5</sub>                 | Al Si <sub>7</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>              |
| Na Al → Ca Mg                           | Glaucophane      | Gl       |    | Na <sub>2</sub> | Fm <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> | Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>                 |
| Al <sub>2</sub> → Mg Si                 | Tschermackite    | Ts       |    | Ca <sub>2</sub> | Fm <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> |
|                                         | Trémolite        | Tr       |    | Ca <sub>2</sub> | Fm <sub>5</sub>                 | Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>                 |

Tableau XXVI  
Composition molaire de l'amphibole 2

|                     |                           |      | Tiam | Cum  | Ced | Rt   | Ed   | Gl  | Ts   | Tr   |
|---------------------|---------------------------|------|------|------|-----|------|------|-----|------|------|
| Z                   | Si                        | 6,28 |      | 0,24 |     | 1,92 | 0,14 |     | 3,18 | 0,88 |
|                     | Al                        | 1,72 | 0,56 |      |     |      | 0,02 |     | 1,06 |      |
| Y                   | Al, Fe <sup>3+</sup>      | 1,06 |      |      |     |      |      |     | 1,06 |      |
|                     | Ti                        | 0,28 | 0,28 |      |     |      |      |     |      |      |
| X                   | Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn | 3,66 | 0,07 | 0,15 |     | 1,20 | 0,10 |     | 1,59 | 0,55 |
|                     | Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn | 0,06 |      | 0,06 |     |      |      |     |      |      |
| W                   | Ca                        | 1,70 | 0,14 |      |     | 0,24 | 0,04 |     | 1,06 | 0,22 |
|                     | Na                        | 0,24 |      |      |     | 0,24 |      |     |      |      |
| A                   | Na, K                     | 0,26 |      |      |     | 0,24 | 0,02 |     |      |      |
| Composition molaire |                           |      | 0,56 | 0,24 | --- | 1,92 | 0,16 | --- | 4,24 | 0,88 |

Les résultats obtenus pour les différentes amphiboles analysées sont groupés dans le tableau XXVII.

Ces valeurs sont reportées sur un graphique qui rend plus parlantes les modifications isomorphiques en relation avec le degré de métamorphisme (fig. 46). Ainsi sont mis en évidence les faits suivants :

Tableau XXVII

Compositions molaires des amphiboles (la somme des molécules constituant chaque amphibole est voisine de 8)

| ZONE        | ZONE I ET II |      |      |      |      | ZONE III |      |      |      |      | DIORITES |      |
|-------------|--------------|------|------|------|------|----------|------|------|------|------|----------|------|
| Echantillon | 1            | 2    | 3    | 4    | 5    | 6        | 7    | 8    | 9    | 10   | 11       | 12   |
| Tiam        | 0,44         | 0,56 | 0,46 | 0,50 | 0,64 | 1,04     | 0,34 | 0,72 | 0,44 | 0,08 | 0,40     | 0,82 |
| Cum         | ----         | 0,24 | 0,36 | ---- | 0,60 | 0,56     | 0,16 | ---- | ---- | ---- | ----     | ---- |
| Ced         | ----         | ---- | ---- | ---- | ---- | ----     | ---- | ---- | ---- | 0,40 | ----     | ---- |
| Rt          | 1,76         | 1,92 | 1,36 | 2,32 | 1,84 | ----     | 1,04 | 1,04 | 0,24 | ---- | 2,00     | 0,72 |
| Ed          | ----         | 0,16 | 1,12 | 0,32 | 0,72 | 3,52     | 1,92 | 2,16 | 3,76 | 4,88 | 0,32     | 3,28 |
| Gl          | 0,60         | ---- | ---- | ---- | ---- | ----     | ---- | ---- | ---- | ---- | ----     | ---- |
| Ts          | 3,52         | 4,24 | 3,52 | 3,44 | 3,20 | 2,62     | 2,76 | 2,44 | 2,52 | 2,48 | 2,68     | 2,80 |
| Tr          | 1,66         | 0,88 | 1,18 | 1,42 | 1,00 | 0,27     | 1,78 | 1,64 | 1,04 | 0,16 | 2,60     | 0,38 |

1/ Les hornblendes des zones I et II (Ng = vert-bleu en général) sont constituées essentiellement d'un mélange de *tschermakite* prépondérante, de *richtérite* et de *trémolite*. Notons aussi la présence de *cummingtonite*.

2/ Les hornblendes des zones III et des enclaves basiques du massif des Camachas se distinguent des précédentes par la prépondérance de la molécule *édénite*, tandis que la quantité de *tschermakite* a fortement diminué. Par conséquent, *édénite*, *tschermakite* et *trémolite* sont les constituants principaux de ces hornblendes, dans lesquelles la molécule *cummingtonite* a pratiquement disparu.

3/ Dans les diorites quartziques, les amphiboles sont caractérisées par une faible teneur en *tschermakite*. La composition moléculaire de l'échantillon 12, qui est le plus typique, devrait être modifiée de façon à faire apparaître la molécule de *pargasite* :  $\text{NaCa}_2\text{Fm}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ .

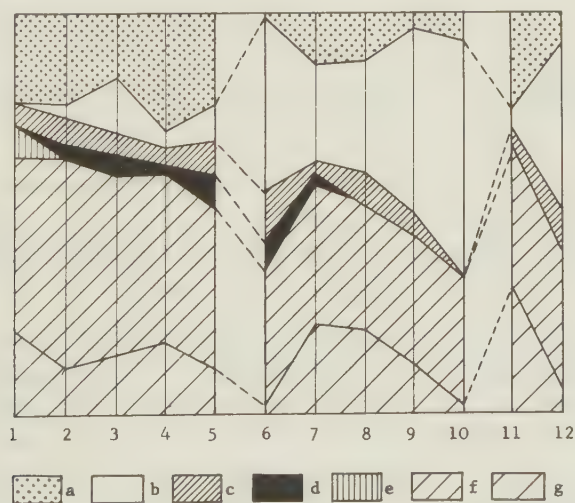


Fig. 46 - Proportions relatives des différentes substitutions isomorphiques dans les hornblendes. (les chiffres indiquent les numéros d'analyses)

- |                     |                  |
|---------------------|------------------|
| a. richtérite       | e. glaucophane   |
| b. édénite          | f. tschermackite |
| c. titano-amphibole | g. trémolite     |
| d. cummingtonite    |                  |

Après un tel calcul, toute l'édénite a été transformée en pargasite suivant l'équation :

$$\text{Parg} = \text{Ed} + \frac{1}{2} (\text{Ts} - \text{Tr})$$

et la composition devient :

| Tiam | Rt   | Parg | Ts   | Tr   |
|------|------|------|------|------|
| 0,82 | 0,72 | 3,28 | 1,16 | 2,02 |

qui correspond bien au décalage du point représentatif vers le pôle *Pargasite* dans le diagramme de Boyd (fig. 45). Une telle transformation, appliquée aux amphiboles de la zone III, laisserait subsister une certaine quantité d'édénite et traduirait mal les phénomènes d'isomorphisme.

En résumé, au cours du métamorphisme croissant qui conduit des paragenèses de la zone I à celles de la zone III, les variations moléculaires des hornblendes sont essentiellement dominées par une diminution de la quantité de *tschermakite* et une augmentation de celle d'*édénite*. Autrement dit, le remplacement de Mg.Si par Al<sup>IV</sup>.Al<sup>IV</sup> tend à diminuer tandis que croît le remplacement de Si.(A) par Na.Al<sup>IV</sup>. Ainsi l'ion Al<sup>3+</sup> abandonne de plus en plus les positions hexacoordonnées et les alcalins tendent à occuper davantage les positions "A" (coordination 12), pour un degré métamorphique croissant.

#### 4 - Signification pétrogénétique des variations isomorphiques dans les hornblendes

A quoi correspondent les variations isomorphiques des hornblendes en tenant compte des associations minérales qui caractérisent les différents faciès basiques ? Nous envisagerons successivement dans ce problème la formation des diverses molécules d'amphibole à partir d'une paragenèse préexistante.

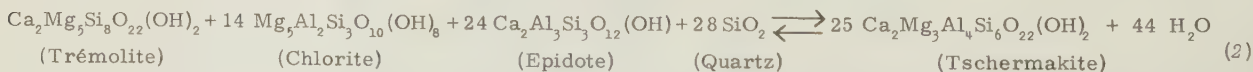
##### Zone I

Les hornblendes de cette zone sont riches en *tschermakite* et en *richtérite*, qui proviennent sans doute de la réaction des minéraux existant dans le faciès *schistes verts* : *actinote*, *épidote*, *chlorite*, *albite* (voir chap. I). Il est possible ainsi d'imaginer la formation de la *richtérite* à partir de la *trémolite* et de l'*albite*(1).



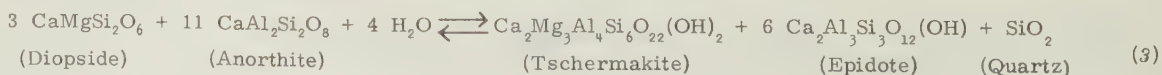
Cette réaction (1) s'accompagne d'une diminution de volume de 3 % de la gauche vers la droite, et a lieu dans ce sens quand la pression augmente : elle met en évidence l'apparition d'anorthite qui se traduit par le zonage inverse des plagioclases de ce faciès, et la libération de quartz, qui est rarement exprimé cependant dans les amphibolites.

Cette silice doit donc intervenir dans la formation de la *tschermakite*, et son utilisation sur place favorise la réaction (1) dans le sens de gauche à droite.



Cette réaction (2) fait intervenir une réduction de volume de 10 % vers la droite, et marche dans le même sens que la précédente avec une augmentation de pression.

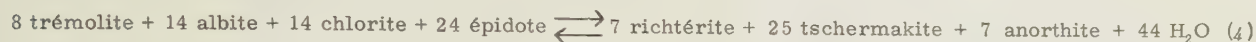
Mais la *tschermakite* est susceptible de se former à partir des minéraux ferromagnésiens des roches basiques ignées ; par exemple :



avec une diminution de volume de 11 % toujours dans le même sens.

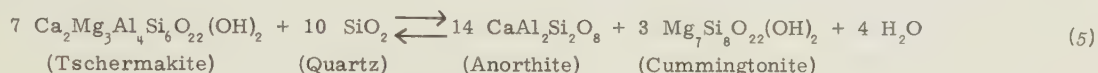
(1) Nous ne tiendrons pas compte, dans tous les raisonnements qui suivent, des remplacements  $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Al} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ . Le rapport  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  reste d'ailleurs constant.

Si nous tenons compte du fait que le quartz apparaît rarement et que les déformations sont relativement peu accentuées dans les amphibolites de la zone I, nous pouvons imaginer une réaction globale qui traduirait assez bien le passage de la paragenèse du faciès *schistes verts* à celle de la zone I, en combinant les équations (1) et (2) :



La diminution du volume initial peut être estimée à 6 % environ. Cette équation (4) fait apparaître l'augmentation rapide de la basicité des plagioclases, la présence réduite de l'épidote et l'absence de quartz dans les amphibolites à hornblendes bleues.

La molécule de cummingtonite est fréquente dans la composition de ces hornblendes bleutées. Sa formation peut résulter de la démolition d'une partie de la tschermakite néoformée suivant la réaction :



D'après cette équation, la formation de cummingtonite s'accompagne d'une augmentation de volume qui tempère sans doute la diminution de volume exagérée qu'entraîne la naissance de la tschermakite à partir des minéraux ferromagnésiens d'origine ignée.

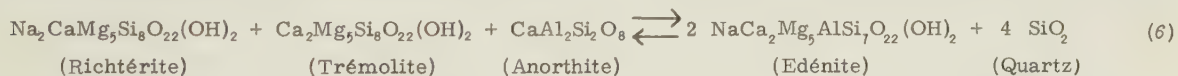
Ces faits sont susceptibles de nous renseigner sur les conditions qui ont présidé au cours de la cristallisation des hornblendes de la zone I, en particulier sur la pression. Les molécules de tschermakite et de richtérite se forment à la faveur d'une augmentation de la pression, mais la présence de cummingtonite impute que ce gradient de pression soit relativement faible pour que la réaction (5) ait lieu dans le sens de la gauche vers la droite.

Cette condition de pression modérée pourrait aussi expliquer le faible développement de l'épidote (Thomson, 1947 ; Fyfe *et al.*, 1958).

### Zone III

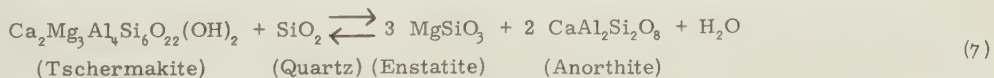
Les hornblendes de couleur brun-vert, caractéristiques des amphibolites de cette zone et des enclaves dans le massif des Camachas, ont une composition dominée par la molécule d'édénite, tandis que leur teneur en tschermakite diminue fortement. Les pyroxènes, diopside et hypersthène, et les amphiboles du type cummingtonite - anthophyllite sont fréquents dans les associations basiques de cette zone.

L'édénite doit se former logiquement à partir de la richtérite des hornblendes bleutées :



avec une diminution de volume de 3,5 %.

Mais le quartz n'apparaît généralement pas dans les paragenèses. Aussi la silice libérée doit-elle être utilisée dans la démolition de la molécule de tschermakite qui donne éventuellement de la cummingtonite (ou anthophyllite) (réaction 5) ou du pyroxène orthorhombique (réaction 7) :



Cette utilisation sur place de la silice favorise ainsi la formation d'édénite (la réaction 6 se déplace vers la droite).

En définitive, les molécules de tschermakite et de richtérite sont susceptibles de réagir pour donner naissance à l'édénite et à la cummingtonite qui est généralement chassée de la hornblende pour se retrouver dans la roche sous forme de cristaux bien individualisés ; en effet une réaction telle que :



tend à se déplacer vers la droite quand la cummingtonite et l'anorthite sont facilement captées ;

elle s'accompagne dans ce sens d'une légère augmentation de volume (2 à 3 %), ce qui implique une pression modérée pour ne pas gêner le phénomène, ou une faible influence des variations de pression.

L'épidote qui se rencontre parfois dans la paragenèse de la zone I et qui est toujours absente dans la zone III, peut éventuellement intervenir :

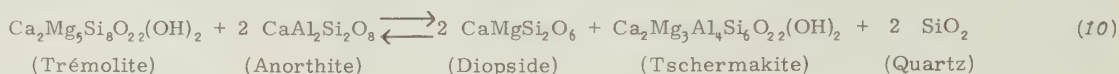


Les variations de volumes sont très faibles dans cette réaction (9) et semblent confirmer la faible influence de la pression dans ces types de transformation.

En résumé, les équations (7), (8) ou (9) expliquent assez bien que les teneurs en édénite soient plus élevées dans les hornblendes associées à des plagioclases très basiques, de la cummingtonite (anthophyllite) et de l'enstatite, ou caractérisant des amphibolites dépourvues de quartz (échantillons 9 et 10 par exemple). De même il est normal que l'apparition d'amphibole ou de pyroxène non calcique dans une amphibolite s'accompagne d'une augmentation très nette de la basicité des plagioclases comme nous l'avons déjà soulignée dans l'étude pétrographique.

Les équations précédentes semblent indiquer aussi que, d'après les variations de volumes molaires mises en évidence, le gradient pression ait soit une faible influence, soit une valeur relativement peu élevée pour ne pas entraver la formation de ces minéraux caractéristiques de la zone III.

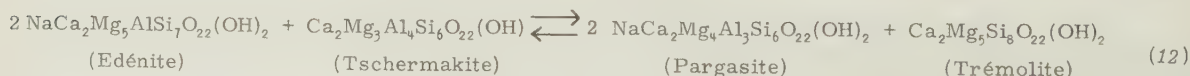
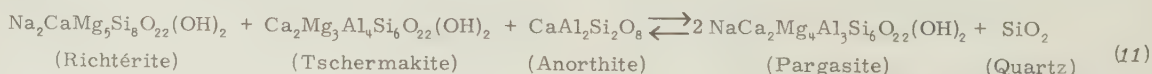
L'évolution cristallochimique des hornblendes, telle que nous venons de la décrire, peut être perturbée dans certains faciès basiques, comme les *amphibolites rubanées riches en diopside*. La formation de ce pyroxène à partir des amphiboles doit se produire de la façon suivante :



Cette équation, qui ne traduit que d'une manière grossièrement approchée le réel, implique une diminution de volume de 8 % pour la formation du diopside. Une augmentation de la pression favoriserait donc l'apparition du diopside et retarderait la démolition de la molécule de tschermakite dans la hornblende. Le mode de gisement de ces veines pyroxéniques semble en accord avec cette hypothèse.

#### Diorites quartziques

Les amphiboles de ce faciès se rapprochent d'une composition Pargasite-Hastingsite, qui caractérise souvent les roches granitiques et granodioritiques (Hallimond, 1943). Cette transformation des hornblendes au cours de la granitisation doit se produire à partir des molécules de tschermakite, d'édénite et de richtérite :



Ces deux réactions se déplacent vers la droite avec une augmentation de volume d'environ 5 %. Ce phénomène va dans le même sens que la feldspathisation importante dont ces roches sont le siège ; de nombreux auteurs, en particulier H. de La Roche (1958), ont montré que la feldspathisation devait s'accompagner d'une augmentation de volume.

#### 5 - Conclusion

Il est possible de déduire une zonéographie d'après les propriétés optiques des amphiboles, en particulier leur coloration suivant Ng, comme l'ont fait récemment F. Shido et A. Miyashiro (1958). Dans la région étudiée ici, le critère zonéographique est le suivant :

Zone I : Hornblende bleu-vert

Zone II : Hornblende verte, parfois légèrement bleutée

Zone III : Hornblende brun-verdâtre.

Tableau XXVIII  
Compositions chimiques des amphibolites

| ZONE I                         |        |       |        |        |       | ZONE II |        |        | ZONE III |        |        |       | ENCLAVES |        |        |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|---------|--------|--------|----------|--------|--------|-------|----------|--------|--------|
|                                | 203    | 584   | 211    | 204    | 202   | 192     | 64     | 325    | 195      | 27     | 4      | 563   | 172      | 90     | 227    |
| Ech.                           |        |       |        |        |       |         |        |        |          |        |        |       |          |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 50,30  | 49,80 | 45,00  | 48,60  | 46,00 | 50,40   | 48,60  | 48,50  | 48,60    | 43,40  | 46,80  | 46,00 | 47,50    | 51,40  | 47,40  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,87  | 17,32 | 17,05  | 14,79  | 17,56 | 16,11   | 16,34  | 17,28  | 17,55    | 15,80  | 17,17  | 14,94 | 18,23    | 13,67  | 15,31  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,18   | 3,12  | 5,95   | 5,00   | 4,52  | 3,88    | 3,26   | 2,11   | 2,23     | 2,75   | 2,65   | 2,68  | 3,06     | 7,40   | 6,30   |
| FeO                            | 6,50   | 7,53  | 9,90   | 7,43   | 5,81  | 7,03    | 7,72   | 7,95   | 8,26     | 10,10  | 7,18   | 11,83 | 4,69     | 5,66   | 8,06   |
| MnO                            | 0,15   | 0,24  | 0,46   | 0,28   | 0,21  | 0,15    | 0,20   | 0,22   | 0,25     | 0,35   | 0,16   | 0,18  | 0,12     | 0,33   | 0,59   |
| MgO                            | 8,90   | 8,25  | 7,83   | 7,50   | 9,22  | 7,11    | 7,74   | 8,74   | 6,78     | 10,24  | 11,57  | 6,82  | 10,61    | 4,30   | 3,38   |
| CaO                            | 10,55  | 8,10  | 9,26   | 10,85  | 8,67  | 8,62    | 10,21  | 8,66   | 10,78    | 10,46  | 11,05  | 11,34 | 10,77    | 10,36  | 10,43  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,67   | 2,07  | 2,48   | 2,61   | 1,81  | 3,55    | 3,28   | 2,48   | 2,54     | 1,21   | 2,24   | 2,14  | 2,28     | 4,02   | 2,95   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,12   | 0,48  | 0,36   | 0,78   | 1,80  | 0,66    | 0,36   | 1,74   | 0,48     | 2,94   | 0,36   | 0,66  | 0,72     | 0,48   | 0,90   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,78   | 1,20  | 2,16   | 1,35   | 1,19  | 1,68    | 1,84   | 1,27   | 1,47     | 1,58   | 1,08   | 1,82  | 0,66     | 1,45   | 3,71   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09   | 0,12  | 0,16   | 0,16   | 0,12  | 0,19    | 0,15   | 0,13   | 0,11     | 0,35   | 0,19   | 0,15  | tr.      | 3,17   | 0,67   |
| H <sub>2</sub> O               | 1,27   | 0,97  | 0,41   | 1,26   | 2,11  | 1,37    | 1,19   | 1,84   | 1,80     | 1,58   | 0,40   | 1,16  | 1,01     | 0,81   | 1,24   |
| Total                          | 101,38 | 98,81 | 101,03 | 100,61 | 99,02 | 100,75  | 100,89 | 100,92 | 100,85   | 100,76 | 100,85 | 99,72 | 99,75    | 100,05 | 100,94 |

L'étude cristallochimique des hornblendes fournit aussi des renseignements sur les conditions de métamorphisme des roches basiques. Dans la zone I, la formation des amphibolites s'est sans doute produite avec une *réduction maximum de volume d'environ 6 %* du volume initial, valeur sensible-ment égale à celle trouvée par H. de La Roche (1958) par un raisonnement différent, et *sous un gra-  
dient de pression relativement modéré*. Dans les zones de degré métamorphique plus élevé, il est dif-  
ficile de se faire une idée des conditions physiques, la plupart des réactions entre les paragenèses  
des zones I et III semblant peu sensibles aux variations de pression. Enfin le phénomène de gra-  
nitisation a eu lieu avec augmentation de volume comme le laissait prévoir la feldspathisation.

## ÉTUDE CHIMIQUE

Plusieurs échantillons d'amphibolites, provenant des différentes zones de métamorphisme ont été analysés. Les résultats sont consignés dans le tableau XXVIII.

Quelques traces ont été également dosées dans le laboratoire de spectrographie du C. R. P. G. (Govindaraju 1963) (tableau XXIX).

Tableau XXIX  
Teneurs en traces des amphibolites

|    | 203 | 584 | 211  | 204  | 192 | 64  | 325   | 195 | 27    | 563 | 172 | 90  | 227 | 185 | 153 | Moyenne |
|----|-----|-----|------|------|-----|-----|-------|-----|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---------|
| Ba | 40  | 190 | 320  | 780  | 180 | 280 | 430   | 120 | >1800 | 170 | 30  | 360 | 630 | 600 | 462 | 420     |
| Be | 0,8 | 0,9 | 2,2  | 2,7  | 2,2 | 1,2 | 1,1   | 1,2 | 1,5   | 1,2 | 0,6 | 2,7 | 2,6 | 2,0 | 2,5 | 1,7     |
| Co | 112 | 118 | 134  | 216  | 112 | 86  | 130   | 114 | 208   | 120 | 94  | 116 | 130 | 112 | 130 | 122     |
| Cr | 374 | 334 | 342  | 366  | 252 | 310 | > 390 | 324 | > 390 | 140 | 158 | 288 | 150 | 332 | 112 | 284     |
| Cu | 96  | 46  | 44   | 510  | 48  | 44  | 204   | 38  | 172   | 96  | 36  | 68  | 80  | 134 | 160 | 113     |
| Ni | 98  | 198 | 122  | 130  | 101 | 98  | 214   | 162 | > 360 | 74  | 202 | 80  | 40  | 208 | 96  | 138     |
| Sc | 61  | 48  | 53   | 63   | 57  | 43  | 48    | 48  | 34    | 53  | 22  | 49  | 49  | 35  | 52  | 45      |
| Sr | 265 | 340 | 400  | 160  | 630 | 710 | 625   | 225 | 230   | 200 | 400 | 170 | 800 | 410 | 490 | 397     |
| V  | 290 | 232 | >380 | >380 | 176 | 248 | 282   | 154 | 230   | 372 | 95  | 160 | 358 | 128 | 180 | 227     |
| Yb | 5   | 4,6 | 8    | 12   | 7,6 | 6   | 6,2   | 6,4 | 4,5   | 8,6 | 4,2 | 6,9 | 9,2 | 5,9 | 5,9 | 6,6     |

### 1 - Les variations chimiques au cours du métamorphisme

Dans la série gneissique orientale, les faciès basiques semblent subir peu de variations chi-  
miques en fonction du degré métamorphique, comme l'indique le tableau XXVIII. Seuls les échan-  
tillons 90 et 227 ont des compositions légèrement aberrantes ; ils correspondent à des enclaves d'am-  
phibolites à diopside, situées dans la bordure occidentale du massif des Camachas, où s'est pro-  
duite une rétro-morphose avec développement d'épidote et de prehnite. Les divers modes de calculs  
pétrochimiques et les représentations graphiques qui sont communément employées montrent un grou-  
pement remarquable de la plupart des points représentatifs de ces échantillons analysés.

Connaissant cependant la géochimie des amphiboles constituant ces faciès, il est intéressant  
de les comparer dans le diagramme triangulaire (Al + Fe<sup>3+</sup>)-Ca-(Fe<sup>2+</sup> + Mg) (fig. 47). Le rapport  
Mg/Fe<sup>2+</sup> varie peu en effet comme dans les hornblendes. Les points correspondant aux minéraux  
analysés et aux autres constituants majeurs ont été reportés sur ce graphique.

Les amphibolites se situent à l'intérieur d'une ellipse, dont le grand diamètre est supporté  
par une droite issue du sommet (Al + Fe<sup>3+</sup>), sauf le point 90 qui tombe dans le champ Diopside-  
Hornblende-Labrador. Elles sont donc caractérisées par un rapport Ca/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) constant, très  
légèrement supérieur à celui des hornblendes à cause de la présence de plagioclases calciques dans  
la roche. Les roches basiques de la zone III, sauf les faciès rétro-morphosés, sont moins riches  
en (Al + Fe<sup>3+</sup>) que celles des zones I et II, quoique ces variations soient assez faibles.

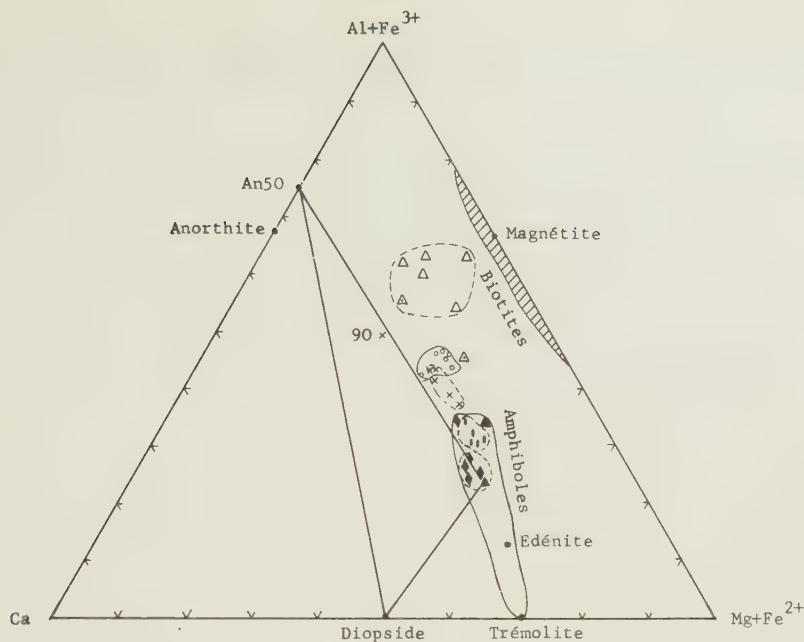


Fig. 47 - Diagramme (Al + Fe<sup>3+</sup>)-Ca-(Mg + Fe<sup>2+</sup>) des amphibolites

Symboles vides : amphibolites

Cercle : amphibolite des zones I et II

Croix : amphibolite de la zone III

Triangle : diorite

Triangle + Point : amphibolite feldspathique

Symboles pleins : amphiboles

Trait vertical : hornblende bleutée

Losange noir : hornblende brun-vert

Triangle noir : hornblende des diorites

Par ailleurs, le degré d'oxydation du fer diminue de la zone I à la zone III : le diagramme Fe<sup>3+</sup> - Fe<sup>2+</sup>, en proportions pour 100 cations (fig. 48), montre en effet une décroissance du rapport Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> de 0,7 à 0,2 ; ce phénomène est analogue aux observations faites sur les hornblendes. La quantité de fer total reste sensiblement constante. Par conséquent, la diminution du rapport (Al + Fe<sup>3+</sup>)/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) est due principalement à une réduction du fer au cours du métamorphisme. Ce même phénomène se retrouve aussi sous la forme d'un gradient Fe<sup>3+</sup>/Al, qui diminue au cours du métamorphisme des roches basiques (fig. 48). Ce changement de valence du fer accompagne sans doute un départ d'hydroxyles (OH), bien que ce fait n'apparaisse pas de façon nette à partir des analyses chimiques ; mais la plupart des réactions minérales, illustrant le passage de la zone I à la zone III, laissent supposer un tel départ.

Cette légère variation chimique des faciès basiques est influencée par la cristallochimie des hornblendes ; comme le montre le diagramme triangulaire (fig. 47), les roches dessinent la même

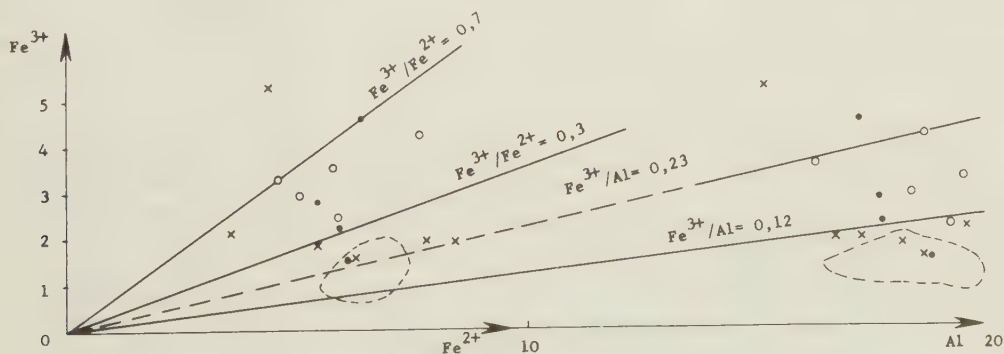


Fig. 48 - Diagrammes Fe<sup>3+</sup>-Fe<sup>2+</sup> et Fe<sup>3+</sup>-Al des amphibolites (pour 100 cations)

Les zones entourées correspondent aux domaines des dolérites

Cercle : zone I

Point : zone II

Croix : zone III

tendance que les amphiboles. Ceci traduit d'une autre manière la démolition progressive de la tschermakite, avec expulsion des ions  $\text{Fe}^{3+}$  et Al hexacoordonnés, ces derniers entrant facilement dans la constitution des plagioclases.

Le calcul des proportions atomiques des roches pour 24 (O, OH) et leur comparaison avec celles des minéraux principaux montrent que l'évolution métamorphique des amphibolites se fait de façon topochemique, mises à part les remarques précédentes concernant  $\text{Fe}^{3+}$  et  $(\text{OH})^-$ . La figure 49 illustre ce mode de calcul : les points représentatifs des roches sont groupés, sans qu'aucune tendance ne se dégage, autour du segment Edénite-Tschermakite qui est supporté par le segment Albite-Anorthite. Ainsi l'évolution des hornblendes dans le sens Tschermakite  $\rightarrow$  Edénite est compensée par la basification concomitante des plagioclases.

En résumé, dans la série gneissique orientale, les faciès basiques subissent peu de variations chimiques en fonction de l'augmentation de la température et de la pression ; seules semblent avoir eu lieu une réduction du fer et une légère déshydratation.

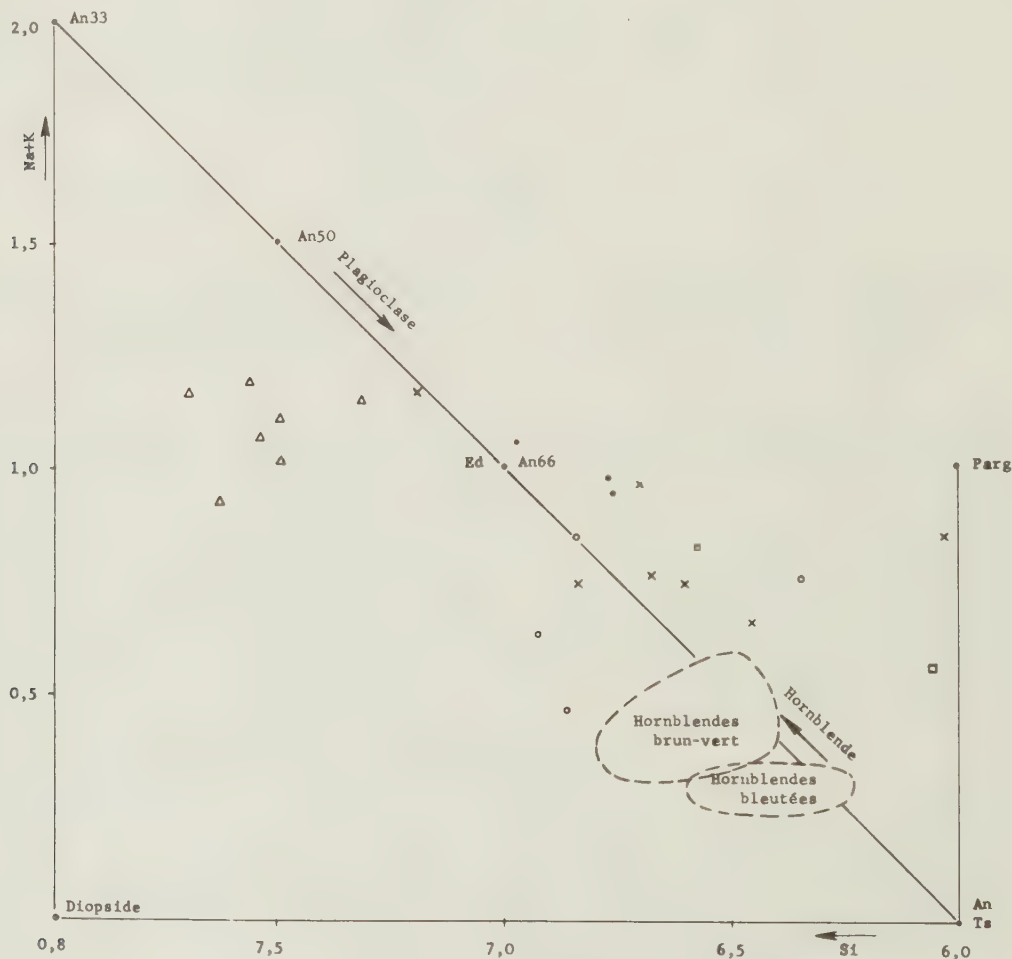


Fig. 49 - Diagramme (Na + K)-Si pour 24(O, OH) des faciès basiques

Cercle : zone I

Point : zone II

Croix : zone III

Triangle : diorite quartzique

Carré : amphibole des diorites quartziques (n° 12)

## 2 - Etude chimique de la transformation dolérite $\rightarrow$ amphibolite

L'étude pétrographique a montré la nature éruptive du matériel basique ayant donné naissance aux amphibolites des zones I et II. La comparaison brutale des compositions chimiques entre ces

deux types de roches, avant et après le métamorphisme ne laisse apparaître que de très faibles variations. Par exemple, le diagramme QLM de von Wolff, appliqué aux roches métamorphiques (fig. 50), indique un groupement des points représentatifs des amphibolites dans le champ des roches vertes, étudiées dans la 2° partie.

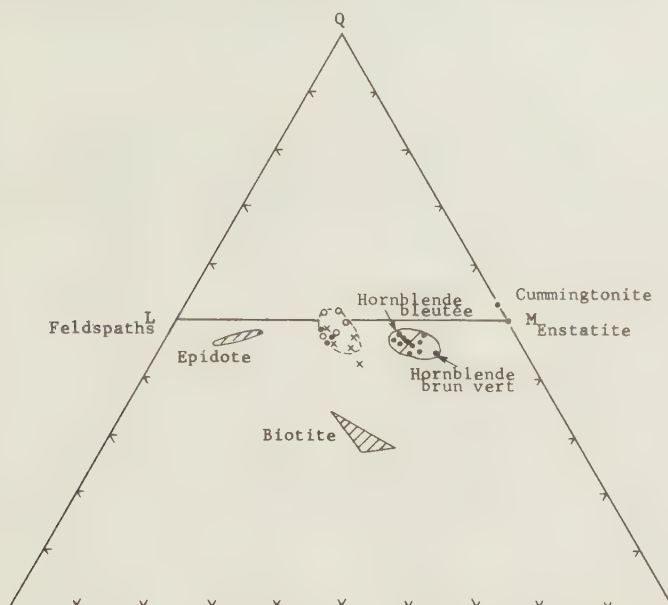


Fig. 50 - Diagramme Q-L-M des amphibolites  
(mêmes symboles que dans la fig. 49)

A partir de la mesure des densités des échantillons analysés, les concentrations ioniques pour 1 cm<sup>3</sup> de roche ont été calculées et sont retranscrites dans le tableau XXX.

Tableau XXX  
Concentrations ioniques par cm<sup>3</sup> des amphibolites des zones I et II (x10<sup>22</sup>)

| Nz               | 203    | 211    | 204    | 584    | 192    | 325    | 64     | Moyenne |
|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
| Si               | 1, 523 | 1, 382 | 1, 452 | 1, 494 | 1, 503 | 1, 446 | 1, 466 | 1, 466  |
| Al               | 0, 602 | 0, 616 | 0, 521 | 0, 612 | 0, 565 | 0, 608 | 0, 579 | 0, 586  |
| Fe <sup>3+</sup> | 0, 094 | 0, 138 | 0, 111 | 0, 068 | 0, 086 | 0, 050 | 0, 076 | 0, 088  |
| Fe <sup>2+</sup> | 0, 164 | 0, 253 | 0, 185 | 0, 187 | 0, 175 | 0, 197 | 0, 193 | 0, 193  |
| Mn               | 0, 003 | 0, 011 | 0, 007 | 0, 005 | 0, 003 | 0, 005 | 0, 005 | 0, 006  |
| Mg               | 0, 404 | 0, 362 | 0, 336 | 0, 370 | 0, 318 | 0, 390 | 0, 349 | 0, 361  |
| Ca               | 0, 344 | 0, 304 | 0, 348 | 0, 261 | 0, 275 | 0, 277 | 0, 329 | 0, 305  |
| Na               | 0, 098 | 0, 149 | 0, 151 | 0, 118 | 0, 204 | 0, 143 | 0, 191 | 0, 150  |
| K                | 0, 003 | 0, 013 | 0, 030 | 0, 018 | 0, 025 | 0, 064 | 0, 014 | 0, 023  |
| Ti               | 0, 018 | 0, 050 | 0, 030 | 0, 027 | 0, 037 | 0, 028 | 0, 041 | 0, 032  |
| P                | 0, 002 | 0, 003 | 0, 004 | 0, 003 | 0, 003 | 0, 003 | 0, 003 | 0, 003  |
| H <sup>+</sup>   | 0, 254 | 0, 170 | 0, 154 | 0, 180 | 0, 215 | 0, 236 | 0, 198 | 0, 200  |
| O <sup>2-</sup>  | 5, 229 | 5, 102 | 4, 970 | 5, 045 | 5, 072 | 5, 033 | 5, 076 | 5, 065  |
| densité          | 3, 02  | 3, 06  | 2, 98  | 2, 99  | 2, 97  | 2, 97  | 3, 00  |         |

Si le métamorphisme des roches se fait à oxygène constant, cette transformation entraîne une diminution du volume initial d'environ 2 %. Cette faible variation est en accord avec le fait que les textures ignées sont assez bien conservées, et avec les conclusions de l'étude minéralogique. Le bilan des échanges métasomatiques s'établit alors comme l'indique le tableau XXXI, en comparant les moyennes relatives aux dolérites et aux amphibolites respectivement.

Tableau XXXI  
Bilan chimique de la transformation dolérite-amphibolite

|                  | DOLERITE ( $n_1 = 7$ ) | AMPHIBOLITE ( $n_2 = 7$ ) | APPORT | DEPART | $t$   | PROBABILITE    |
|------------------|------------------------|---------------------------|--------|--------|-------|----------------|
| Si               | 1,481                  | 1,466                     |        | 0,015  | 1,052 | P # 0,30       |
| Al               | 0,631                  | 0,586                     |        | 0,045  | 2,045 | P # 0,05       |
| Fe <sup>3+</sup> | 0,043                  | 0,088                     | 0,045  |        | 3,636 | P < 0,001      |
| Fe <sup>2+</sup> | 0,207                  | 0,193                     |        | 0,014  | 1,103 | 0,2 < P < 0,3  |
| Mn               | 0,004                  | 0,006                     | 0,002  |        |       |                |
| Mg               | 0,426                  | 0,361                     |        | 0,065  | 1,911 | 0,05 < P < 0,1 |
| Ca               | 0,299                  | 0,305                     | 0,006  |        | 0,333 | P > 0,7        |
| Na               | 0,125                  | 0,150                     | 0,025  |        | 2,083 | P # 0,05       |
| K                | 0,022                  | 0,023                     | 0,001  |        |       |                |
| Ti               | 0,026                  | 0,032                     | 0,006  |        | 1,000 | 0,3 < P < 0,4  |
| P                | 0,003                  | 0,003                     |        |        |       |                |
| H <sup>+</sup>   | 0,036                  | 0,200                     | 0,164  |        | 8,578 | P < 0,001      |
| O <sup>2-</sup>  | 5,065                  | 5,065                     |        |        |       |                |

Le test  $t$  de Student-Fisher, pour comparer les 2 moyennes n'est significatif au seuil de 5 % que pour les apports de H<sup>+</sup> et Fe<sup>3+</sup>. L'augmentation des ions H<sup>+</sup> dans l'amphibolite est évidente ; mais l'arrivée de ces ions, qui forment en général des hydroxyles (OH), entraîne une diminution des valences négatives. Le fer ferrique est d'autre part plus concentré dans les faciès métamorphiques ; ce phénomène doit correspondre à une oxydation partielle des ions Fe<sup>2+</sup>, plutôt qu'à un apport métasomatique d'ions Fe<sup>3+</sup>. Ce changement de valence du fer, en augmentant le nombre de cathions, diminue d'autant le nombre de valences négatives à saturer. Ce déficit total ne peut être compensé que par un départ de cathions, dont Al et Mg sont parmi les plus probables.

D'après les données du tableau précédent, l'apport de Fe<sup>3+</sup> équilibre à peu près le départ de Al. Ce fait pourrait se traduire minéralogiquement par le remplacement plus ou moins important de l'aluminium par le fer dans les positions octaédriques (épidote, tschermakite). La chasse de Mg s'expliquerait également par la substitution isomorphique (Al<sup>IV</sup>, Fe<sup>3+</sup>). Al<sup>IV</sup> → Mg.Si, qui caractérise la molécule de tschermakite, prépondérante dans les hornblendes de la zone I.

La transformation dolérite → amphibolite s'exprime chimiquement par des variations globales assez faibles. Seuls sont évidents un enrichissement en hydroxyles et un degré d'oxydation plus élevé du fer. Cependant à la lueur des données minéralogiques, un départ peu important d'aluminium et de magnésium semble probable ; ces éléments se retrouveraient sous la forme de chlorite dans les zones broyées des amphibolites, ou dans les bancs calcaires voisins.

### 3 - Etude chimique de la dioritisation

Sept échantillons de diorite quartzique, provenant du massif des Camachas, ont été également analysés. Le tableau XXXII indique les compositions chimiques de ces roches.

Comme il fallait s'y attendre à la suite de l'étude pétrographique, ces roches sont plus riches en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et K<sub>2</sub>O que les amphibolites, puisqu'elles renferment du quartz et de la biotite. Le

Tableau XXXII  
Compositions chimiques des diorites quartziques

| Ech.                           | Eléments majeurs |        |        |       |        |       |        |
|--------------------------------|------------------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|
|                                | 185              | 153    | 14/2   | 44    | 88     | 178   | 48     |
| SiO <sub>2</sub>               | 54,70            | 54,10  | 57,00  | 53,13 | 51,70  | 55,88 | 55,11  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,75            | 19,01  | 17,98  | 19,70 | 20,23  | 19,97 | 19,00  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,88             | 2,14   | 1,52   | 3,40  | 3,97   | 2,77  | 3,92   |
| FeO                            | 6,01             | 4,13   | 5,82   | 5,38  | 4,64   | 5,95  | 5,45   |
| MnO                            | 0,20             | 0,09   | 0,13   | 0,09  | 0,11   | 0,05  | 0,15   |
| MgO                            | 8,08             | 4,95   | 6,19   | 4,27  | 3,87   | 3,60  | 5,32   |
| CaO                            | 6,24             | 8,27   | 4,71   | 5,41  | 6,43   | 4,70  | 2,15   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,61             | 2,81   | 2,95   | 1,90  | 2,95   | 1,30  | 2,75   |
| K <sub>2</sub> O               | 2,46             | 1,80   | 2,35   | 2,82  | 1,86   | 3,40  | 2,70   |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,21             | 0,74   | 0,89   | 1,55  | 1,94   | 1,05  | 1,78   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,25             | 0,07   | 0,25   | tr.   | 0,09   | 0,16  | 0,89   |
| H <sub>2</sub> O               | 1,27             | 2,75   | 0,97   | 1,56  | 3,43   | 1,00  | 1,80   |
| Total                          | 100,66           | 100,86 | 100,76 | 99,21 | 101,22 | 99,83 | 101,02 |
|                                | Eléments mineurs |        |        |       |        |       |        |
|                                | 185              | 153    | 14/2   | 44    | 88     | 178   | 48     |
| Ba                             | 600              | 462    | 500    | 1500  | 540    | 1600  | 1080   |
| Be                             | 2,0              | 2,5    | 1,4    | 2,7   | 1,0    | 2,3   | 2,6    |
| Co                             | 112              | 130    | 76     | 78    | 128    | 76    | 72     |
| Cr                             | 332              | 112    | 186    | 126   | >390   | 196   | 82     |
| Cu                             | 134              | 160    | 38     | 112   | 188    | 72    | 116    |
| Ni                             | 208              | 96     | 82     | 58    | 134    | 100   | 24     |
| Sc                             | 35               | 52     | 33     | 24    | 52     | 26    | 36     |
| Sr                             | 410              | 490    | 280    | 610   | 520    | 550   | 650    |
| V                              | 128              | 180    | 228    | 220   | 140    | 121   | 336    |
| Yb                             | 5,9              | 5,9    | 7,7    | 6,6   | 3,8    | 6,3   | 6,4    |

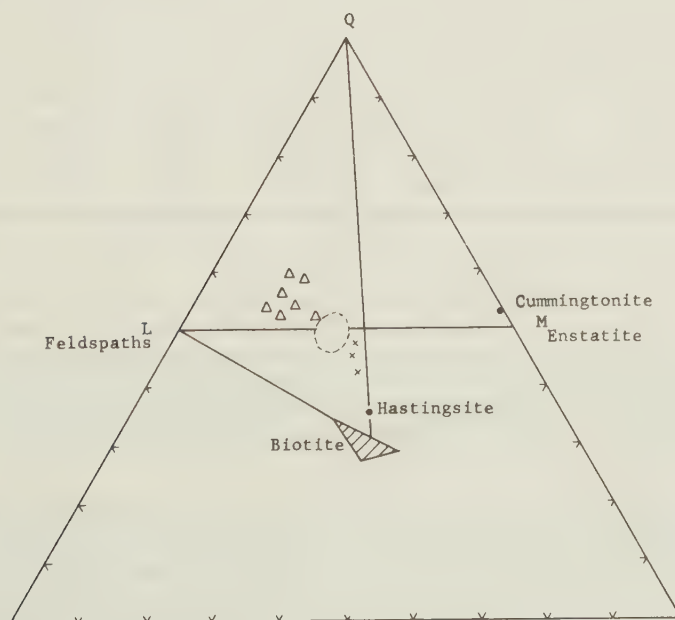


Fig. 51 - Diagramme Q-L-M des diorites (mêmes symboles que dans la fig. 49)  
La zone entourée correspond aux amphibolites de la série gneissique

calcul des paramètres de von Wolff et leur représentation triangulaire QLM (fig. 51) mettent en évidence un accroissement des paramètres Q et L. La lecture de ce diagramme montre deux phénomènes concomitants lors de la dioritisation des amphibolites. La formation de ces faciès feldspathiques se traduit par une acidification (déplacement des points vers la zone des roches sursaturées), tandis que les enclaves basiques dans ce domaine granitisé ou en cours de granitisation ont une tendance marquée vers une basification (augmentation du paramètre M). Nous retrouvons à partir de ces données chimiques les phénomènes d'ultrabasification que nous avons observés dans l'étude pétrographique de ces enclaves.

Quelles sont les variations chimiques qui accompagnent cette transformation ? La détermination des densités nous a permis de calculer les concentrations ioniques dans 1 cm<sup>3</sup> pour les divers échantillons analysés de diorites quartziques. Le tableau XXXIII rend compte de ces résultats.

Tableau XXXIII  
Concentrations ioniques par cm<sup>3</sup> des diorites quartziques (x10<sup>22</sup>)

| Ech.             | 185   | 153   | 14/2  | 44    | 88    | 178   | 48/1  | $\bar{x}$ | $\sigma$ |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------|----------|
| Si               | 1,588 | 1,540 | 1,602 | 1,517 | 1,498 | 1,564 | 1,578 | 1,555     | 0,038    |
| Al               | 0,539 | 0,636 | 0,596 | 0,662 | 0,689 | 0,659 | 0,640 | 0,631     | 0,052    |
| Fe <sup>3+</sup> | 0,040 | 0,044 | 0,032 | 0,072 | 0,087 | 0,058 | 0,084 | 0,059     | 0,022    |
| Fe <sup>2+</sup> | 0,144 | 0,097 | 0,136 | 0,128 | 0,111 | 0,138 | 0,130 | 0,126     | 0,017    |
| Mn               | 0,005 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,003     |          |
| Mg               | 0,352 | 0,212 | 0,261 | 0,183 | 0,168 | 0,151 | 0,229 | 0,222     | 0,068    |
| Ca               | 0,193 | 0,251 | 0,142 | 0,164 | 0,200 | 0,141 | 0,067 | 0,165     | 0,058    |
| Na               | 0,146 | 0,154 | 0,160 | 0,104 | 0,167 | 0,070 | 0,151 | 0,136     | 0,036    |
| K                | 0,090 | 0,065 | 0,084 | 0,103 | 0,069 | 0,121 | 0,098 | 0,090     | 0,020    |
| Ti               | 0,026 | 0,015 | 0,018 | 0,032 | 0,041 | 0,022 | 0,037 | 0,027     | 0,010    |
| P                | 0,005 | 0,003 | 0,005 | ----- | 0,003 | 0,003 | 0,020 | 0,004     |          |
| H <sup>+</sup>   | 0,132 | 0,228 | 0,182 | 0,206 | 0,295 | 0,161 | 0,258 | 0,209     | 0,056    |
| O <sup>2-</sup>  | 4,998 | 4,916 | 4,959 | 4,887 | 5,002 | 4,866 | 5,052 | 4,942     | 0,063    |
| d                | 2,89  | 2,83  | 2,80  | 2,85  | 2,89  | 2,79  | 2,86  |           |          |

Si ce phénomène de dioritisation des amphibolites se fait suivant le postulat de Brajnikov, à concentration constante d'oxygène, il s'accompagne d'une *augmentation du volume initial de 2,5 %*. Cette variation volumétrique semble en accord avec les données pétrographiques et minéralogiques. Une variation plus importante du volume entraînerait une augmentation de l'apport Si, Al, K et une diminution du départ Ca, Mg, Fe<sup>2+</sup>. Remarquons en outre que le rapport Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> reste à peu près constant. Qualitativement ces échanges métasomatiques resteraient identiques et ne changeraient pas de sens.

Le tableau XXXIV montre, en effet, la nature de ces échanges au cours de la formation de la diorite, par comparaison des moyennes relatives à chaque type de roches.

L'application du test *t* de Student-Fisher indique que les moyennes pour Si, Al, Fe<sup>2+</sup>, Mg, Ca et K sont différentes de façon significative. Ainsi se trouve démontrée l'existence d'échanges métasomatiques impliquant un apport de Si, Al et K qui s'accompagne d'un départ réciproque de Ca, Fe<sup>2+</sup>, Mg. Les ions qui sont apportés réagissent avec les constituants des plagioclases calciques et des amphiboles pour donner naissance à des plagioclases plus sodiques et des micas. Le devenir des ions chassés est plus hypothétique ; ils sont sans doute responsables en grande partie du phé-

nomène d'ultrabasification des enclaves, et accentuent la formation de pyroxène orthorhombique, de diopside...

Tableau XXXIV  
Bilan chimique de la transformation amphibolite  $\rightarrow$  diorite

|                  | AMPHIBOLITE<br>$n_1 = 9$ | DIORITE<br>$n_2 = 7$ | APPORT | DEPART | $t$   | P                 |
|------------------|--------------------------|----------------------|--------|--------|-------|-------------------|
| Si               | 1,461                    | 1,594                | 0,133  |        | 6,650 | $P \leq 0,01$     |
| Al               | 0,596                    | 0,646                | 0,050  |        | 2,173 | $0,02 < P < 0,05$ |
| Fe <sup>3+</sup> | 0,082                    | 0,060                |        | 0,022  | 1,692 | $0,10 < P < 0,05$ |
| Fe <sup>2+</sup> | 0,186                    | 0,129                |        | 0,057  | 4,071 | $P < 0,01$        |
| Mn               | 0,005                    | 0,003                |        | 0,002  |       |                   |
| Mg               | 0,368                    | 0,227                |        | 0,141  | 4,548 | $P < 0,01$        |
| Ca               | 0,314                    | 0,169                |        | 0,145  | 5,800 | $P < 0,01$        |
| Na               | 0,148                    | 0,139                |        | 0,009  | 0,529 | $P \approx 0,60$  |
| K                | 0,023                    | 0,092                | 0,069  |        | 6,900 | $P < 0,01$        |
| Ti               | 0,031                    | 0,027                |        | 0,004  | 0,800 | $0,40 < P < 0,50$ |
| P                | 0,003                    | 0,004                | 0,001  |        |       |                   |
| H <sup>+</sup>   | 0,198                    | 0,214                | 0,016  |        | 0,640 | $0,50 < P < 0,60$ |
| O <sup>2-</sup>  | 5,066                    | 5,066                |        |        |       |                   |

Les teneurs en éléments mineurs subissent également des variations intéressantes qui renseignent sur leur camouflage. Les ferrides Cr, Ni, Co sont moins concentrés dans les diorites quartziqes et varient ainsi de la même façon que les atomes Fe et Mg. Le scandium a un comportement identique, qui s'explique par sa faible affinité pour les réseaux des feldspaths ; de plus les biotites sont moins riches en scandium que les amphiboles et les pyroxènes (Shcherbina, 1959) où ce métal doit occuper une position hexacoordonnée et provoquer une substitution isomorphique du type  $Sc^{VI}, Al^{IV} \rightarrow Fe, Si$  (molécule de tschermakite par exemple).

Les éléments à caractère lithophile comme Sr et surtout Ba ont, au contraire, des teneurs plus fortes dans les diorites quartziqes ; cet accroissement est en liaison avec le développement important de la biotite et du plagioclase. Il est admis que le baryum remplace diadochiquement le potassium dans la structure des micas, qui acceptent plus difficilement le strontium (Rankama et Sahama, 1950, p. 473). Le départ de calcium lors de la dioritisation explique également l'augmentation réduite de la teneur en strontium par rapport à celle en baryum.

#### 4 - Le problème de l'origine des amphibolites en liaison avec leur caractères chimiques

Etant donné que de nombreux pétrographes se sont penchés sur le problème de l'origine des amphibolites à partir des critères chimiques, il est peut-être intéressant de s'arrêter un moment sur le cas présent, pour lequel l'origine *ortho* des amphibolites a été démontrée.

Dans une revue critique de cette question, R. E. Wilcox et A. Poldervaart (1958) concluent qu'il est très difficile de relier la composition chimique des roches métamorphiques basiques et la nature de leur matériel originel ; ils laissent un faible espoir en ce qui concerne les teneurs en titane et en strontium dans ces roches. A la même date, P. Lapadu-Hargues (1958) émet l'hypothèse suivante : les orthoamphibolites renferment plus de 0,8 % de  $TiO_2$ , tandis que les paraamphibolites sont moins riches en titane. Les marnes et les dolomies, dont proviennent sans doute ces dernières, ont des teneurs en  $TiO_2 \leq 0,6$  %. P. Giraud (1960) perfectionne cette méthode, en remarquant que la valeur de  $TiO_2$  diminue quand le rapport molaire  $MgO/FeO$  augmente ; pour une valeur  $TiO_2 < 0,8$  %, l'amphibolite pourra être *ortho* dans le cas où  $MgO/FeO$  est supérieur à 2.

D'autre part, dans les roches éruptives basiques, une relation semblable entre  $TiO_2$  et le rapport  $Mg/Fe$  a été reconnue. Le premier stade de cristallisation des magmas basiques est caractérisé par la formation d'olivine magnésienne et de pyroxène magnésien ; l'oxyde opaque associé est principalement de la chromite. Les roches ultrabasiques riches en magnésium sont presque dépourvues de titane (Poldervaart, 1955). L'ilménite est en liaison avec un stade plus tardif correspondant à l'apparition de pyroxènes orthorhombiques plus ferrières, caractéristiques des roches gabbroïques de la famille des norites. Les proportions relatives de fer et de magnésium sont ainsi susceptibles d'illustrer les phénomènes de différenciation magmatique. Aussi l'utilisation du paramètre  $m_g$  de Niggli rend-il compte de ces phénomènes de différenciation dans les roches basiques d'origine éruptive ; la comparaison des paramètres  $m_g$  et  $ti$  traduit alors les relations de ces deux éléments au cours de la cristallisation d'un magma basaltique. La figure 52 montre en effet la diminution statistique du paramètre  $ti$  lorsque croît le paramètre  $m_g$ , dans le cas des faciès éruptifs de la province de Séville et de ceux du Karroo (Walker et Poldervaart, 1949).

Les amphibolites du massif de Lora del Rio, d'origine *ortho* certaine, présentent une relation identique entre  $m_g$  et  $ti$  (fig. 52). La variation de  $m_g$  n'est pas due au métamorphisme, puisque nous

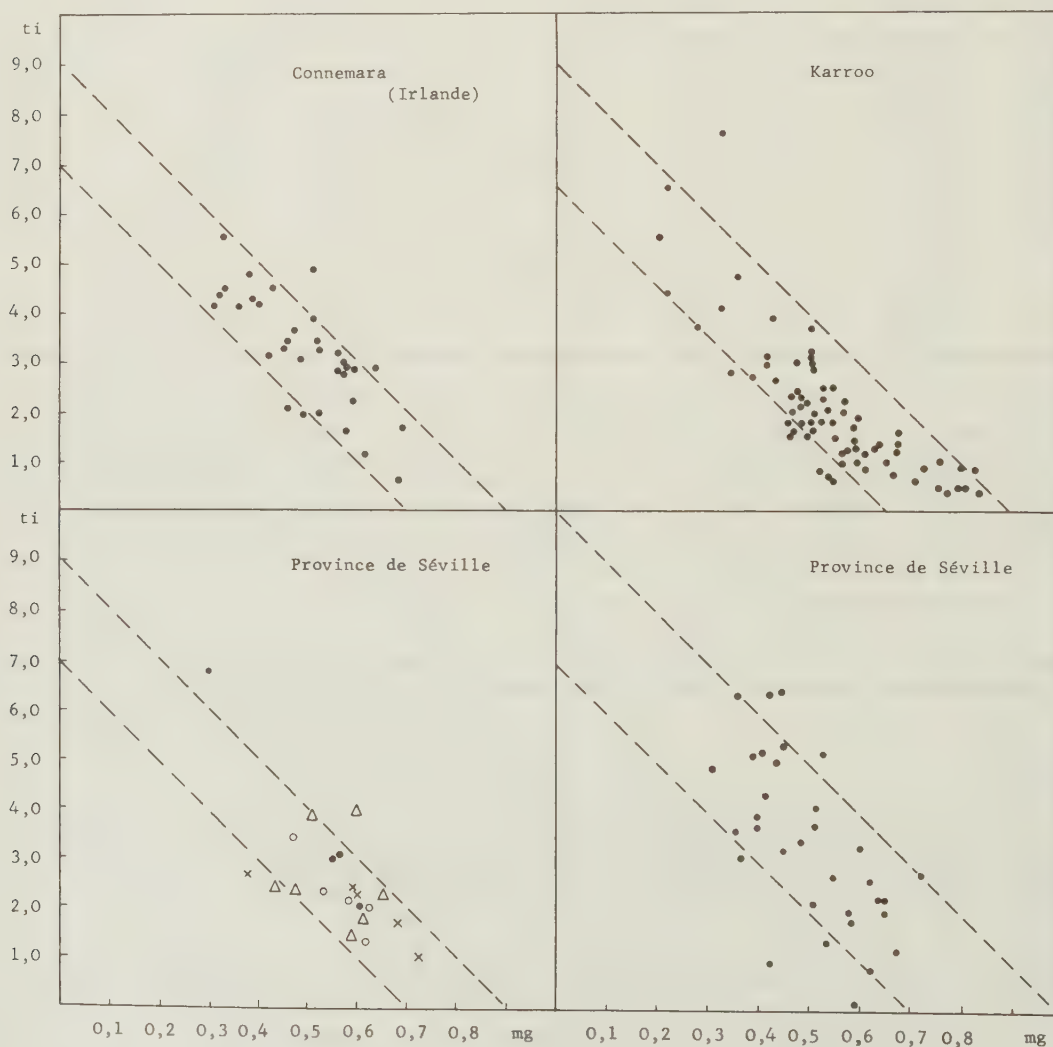


Fig. 52 - Variation du paramètre  $ti$  en fonction de  $m_g$ , dans diverses séries d'amphibolites (diagrammes de gauche) et de dolérites (diagrammes de droite)

Connemara (Irlande) : B.W. Evans et B.E. Leake (1960)

Karroo : F. Walker et A. Poldervaart (1949)

avons vu que ce rapport évolue de façon tout à fait irrégulière avec le degré métamorphique, mais calque assez bien la différenciation magmatique des roches vertes de la région. Il en est de même pour les orthoamphibolites de Connemara (Irlande) (Evans et Leake, 1960) (fig. 52). Dans les deux cas, ces faciès métamorphiques ont des paramètres  $m\bar{g}$  et  $ti$  tels qu'ils vérifient l'équation  $ti + 10 m\bar{g} = 7$  à 9 ; ceux des roches éruptives obéissent sensiblement à la même relation. Il semble donc que les ortho-amphibolites seraient caractérisées par des compositions chimiques déterminant des paramètres de Niggli  $ti$  et  $m\bar{g}$  tels que :

$$ti + 10 m\bar{g} \geq 6,5$$

Les paraamphibolites, au contraire, auraient des paramètres répondant à l'inégalité inverse :

$$ti + 10 m\bar{g} < 6,5 ;$$

une telle hypothèse a été vérifiée par exemple dans le cas des gneiss amphiboliques de Mauritanie (Rocci, 1955).

La comparaison des teneurs en éléments mineurs dans les roches ignées et dans les amphibolites a aussi attiré l'attention des chercheurs. Dans le cas présent, la parenté géochimique entre ces deux catégories de roches est évidente comme le montre la figure 53 et le tableau XXXV, qui indique les moyennes obtenues pour les différents faciès. La correspondance est encore améliorée en ne tenant compte que de la moyenne des amphibolites appartenant aux zones I et II. Le baryum est cependant plus concentré dans les roches métamorphiques.

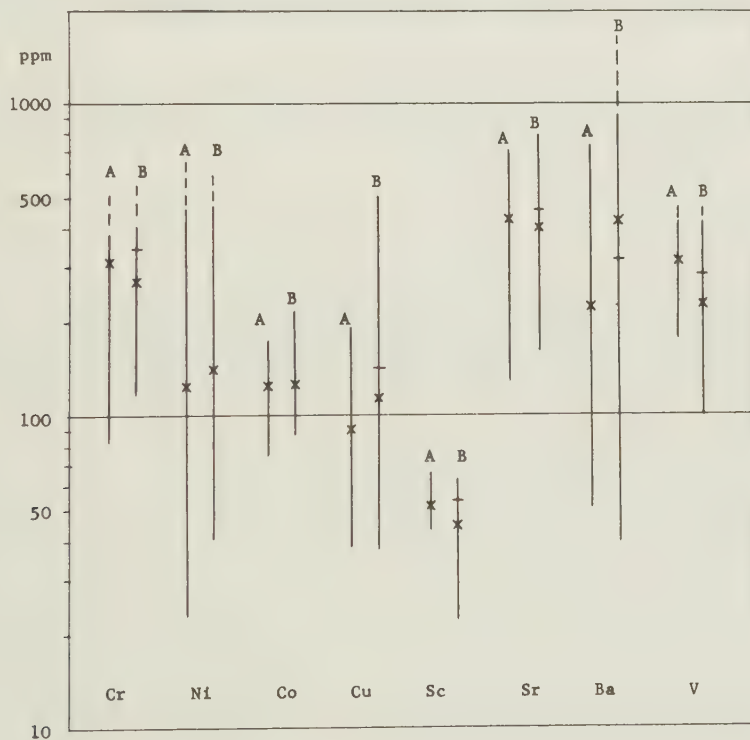


Fig. 53 - Répartition des traces dans les dolérites (A) et les amphibolites (B)

Croix : moyenne globale

Trait : moyenne des amphibolites de la zone I.

Parmi les éléments dosés, le scandium semble présenter un intérêt dans le problème de l'origine des amphibolites. Les roches sédimentaires marno-calcaires ont des teneurs très inférieures à celles des roches basiques et ultrabasiques qui renferment en moyenne, d'après L. F. Borisenko (1961), 30 à 70 ppm.

Tableau XXXV  
Teneurs de traces dans les amphibolites et les roches vertes

|    | AMPHIBOLITES<br>(total) |          | AMPHIBOLITES<br>(zones I et II) |          | ROCHES VERTES |          |
|----|-------------------------|----------|---------------------------------|----------|---------------|----------|
|    | $\bar{x}$               | $\sigma$ | $\bar{x}$                       | $\sigma$ | $\bar{x}$     | $\sigma$ |
| Ba | 420                     | 439      | 317                             | 238      | 218           | 191      |
| Be | 1,7                     | 0,7      | 1,6                             | 1,0      | 1,7           | 0,7      |
| Co | 122                     | 37       | 129                             | 41       | 125           | 26       |
| Cr | 284                     | 97       | 338                             | 46       | 314           | 83       |
| Cu | 113                     | 121      | 141                             | 172      | 91            | 35       |
| Ni | 138                     | 81       | 137                             | 48       | 112           | 87       |
| Sc | 45                      | 11       | 53                              | 7        | 52            | 6        |
| Sr | 397                     | 207      | 447                             | 209      | 424           | 160      |
| V  | 227                     | 98       | 284                             | 75       | 305           | 51       |
| Yb | 6,6                     | 2,1      | 7,0                             | 2,5      | 6,6           | 1,7      |

R. E. Wilcox et A. Poldervaart (1958) ont également souligné le rôle du *strontium* dans cette question : dans la province pétrographique de Bakersville - Roan (Caroline du Nord), les teneurs en strontium ont les valeurs moyennes suivantes :

*métadolérites* : 338 ppm

*orthoamphibolites* : 478 ppm

*paraamphibolites* : 114 ppm

Nos résultats concordent assez bien avec les précédents, concernant les dolérites et les orthoamphibolites, ainsi qu'avec la moyenne établie par K.K. Turekian et J.L. Kulp (1956) pour les roches basaltiques (465 ppm). Ces auteurs font cependant remarquer la grande dispersion des teneurs dans les faciès basiques, ainsi que de celles des roches sédimentaires argilo-calcaires, dont l'intervalle de distribution recouvre nettement le champ des roches éruptives.

Il est tentant de vouloir généraliser les résultats obtenus sur ces quelques exemples précis pour élaborer des critères chimiques, utilisables dans la distinction entre ortho et paraamphibolites. Nous avons cependant signalé les grandes dispersions qui existent dans la distribution des divers éléments, majeurs ou mineurs, tant dans les roches sédimentaires que dans les roches volcaniques. Aussi les teneurs moyennes établies pour chaque catégorie pétrographique ne doivent-elles être considérées qu'à titre indicatif, et utilisées dans ce problème qu'avec beaucoup de circonspection. D'autre part, à côté des amphibolites d'origine purement volcanique et celles d'origine purement sédimentaire, doit exister une grosse quantité de faciès amphiboliques provenant du métamorphisme de formations pyroclastiques (tufs basaltiques) ou riches en éléments pyroclastiques (roches de mélange vulcano-sédimentaire). Il est donc possible d'imaginer, du point de vue chimique, tous les intermédiaires entre les deux types extrêmes, ce qui rend la discrimination de l'origine des faciès basiques métamorphiques difficile pour tout le stock à caractère hybride, et même parfaitement illusoire.

Les méthodes de dosage doivent être encore perfectionnées et des recherches systématiques sur la géochimie générale des sédiments et des roches éruptives sont nécessaires pour permettre de résoudre chimiquement le problème de l'origine des roches métamorphiques avec certitude et pour trouver une règle générale, applicable sans restriction. Les critères chimiques peuvent être utilisés au contraire avec profit, comme dans le cas présent, pour la comparaison de faciès particuliers, tels que les amphibolites, dans une province d'étendue restreinte. Il est permis de penser que, si des paraamphibolites existaient dans le massif de Lora del Rio, elles apparaîtraient avec des caractères géochimiques bien distincts des précédentes.

## CONCLUSIONS

Les amphibolites du massif de Lora del Rio proviennent du métamorphisme des roches basiques qui sont interstratifiées dans les formations du Paléozoïque inférieur. Elles sont le siège d'une évolution continue au fur et à mesure que croît l'intensité métamorphique dans le faciès *amphibolite*, dans lequel il est possible d'établir une zonéographie à partir de la couleur de la hornblende.

Les conditions thermodynamiques, qui ont présidé à la naissance, à partir des roches éruptives, des amphibolites de la zone I, semblent caractérisées par une valeur relativement faible de la pression. Cette transformation a dû s'effectuer avec une réduction du volume initial, dont nous avons estimé la valeur maximum à 6 % ; elle est accompagnée de variations chimiques peu importantes, se traduisant par une hydratation et une oxydation du fer. Le départ de certains cations, tels que Al et Mg, a pu se produire localement. La paragenèse résultant de ce métamorphisme est caractérisée par une hornblende vert-bleuté, riche en tschermakite et en richtérite, associée à de l'andésine calcique, tandis que la quantité réduite d'épidote est remarquable.

L'évolution de ces amphibolites vers des degrés de métamorphisme plus élevé (*sous-faciès à sillimanite*) s'effectue sans presque aucune modification de la composition chimique globale. De tels faits permettent de considérer le système comme fermé du point de vue chimique et d'appliquer avec aisance le concept des faciès métamorphiques. Les changements de faciès sont caractérisés ainsi par les variations concomitantes des hornblendes et des plagioclases. A l'enrichissement en anorthite des feldspaths correspond l'évolution des hornblendes dans la série Tschermakite - Edénite. Lorsque l'intensité du métamorphisme croît, l'aluminium tend à quitter de plus en plus les positions hexacoordinées pour occuper les positions tétraédriques soit dans les hornblendes soit dans les feldspaths.

Comme les formations gneissiques, les amphibolites ont subi une intense mobilisation dans le massif des Camachas. Ce matériel basique a donné naissance à un faciès dioritique assez hétérogène. La dioritisation a été marquée par de nombreux échanges chimiques comportant un apport de Si, Al et K et un départ de Fe, Mg, Ca. Cette transformation se traduit, du point de vue minéralogique, par une acidification des plagioclases, dont la proportion est accrue, et l'apparition de hornblende à caractère hastingsitique. Ce minéral ferromagnésien est, à son tour, progressivement remplacé par la biotite, ce qui permet de supposer que la metasomatose potassique s'est effectuée avec un certain retard sur celle des autres éléments. Le caractère tardif de l'apport potassique se retrouve aussi dans la formation du microcline qui apparaît dans les filons leucocrates sillonnant par endroits la diorite quartzique. La dioritisation des roches basiques semble avoir donné lieu à une légère augmentation de volume, sans doute moins importante que celle qui accompagne la formation de la granodiorite à cordiérite à partir des séries silico-alumineuses.



## CHAPITRE IV

# LES PARTICULARITÉS DU MÉTAMORPHISME HERCYNIE

Les études géologiques, pétrographiques et chimiques qui ont précédé, ont montré que le massif cristallophyllien de Lora del Rio présentait une continuité progressive avec les formations paléozoïques environnantes. Dans ce chapitre de conclusions, nous essaierons de retrouver les principaux caractères du métamorphisme qui lui a donné naissance.

### LE MATÉRIEL PRIMITIF DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

A part les amphibolites, dont l'origine éruptive a été démontrée, les gneiss du massif de Lora del Rio résultent du métamorphisme de formations sédimentaires. Les observations de terrain et les études pétrographiques permettent de reconstituer cette série sédimentaire originelle.

En ce qui concerne tout d'abord la série gneissique orientale, la nature lithologique change progressivement d'Ouest en Est. Au niveau de la zone III (Las Monjas-Mesa del Carril), les gneiss représentent une suite de dépôts essentiellement silico-alumineux, où dominent les grès, les arkoses avec de nombreuses intercalations de schistes ; les roches basiques sont très rares. Plus à l'Est, dans la zone II, les sédiments primitifs correspondent à une série moins détritique, dans laquelle commencent à apparaître des niveaux carbonatés (grès à ciment calcaire, marnes...) dans un ensemble plus schisteux ; les roches basiques deviennent plus abondantes. Cette série se poursuit jusqu'à Peñaflor (zone I), en accentuant son enrichissement en faciès calciques et basiques. Les observations structurales montrent d'autre part que cet ensemble gneissique est affecté de plissements isoclinaux, dont les axes plongent vers l'Est et qui dessinent un vaste anticlinorium dissymétrique, laissant apparaître en son centre les couches à caractère détritique marqué.

Ces considérations nous invitent à reconnaître ici une succession de faciès comparable à celle du Cambrien inférieur de la région : couches du Tambor surtout grés-schisteuses et couches de Campoalla à dominante schisto-calcaire et riches en formations doléritiques ; les assises terminales de calcaire cristallin des couches de Campoalla se retrouvent aussi dans la région de Peñaflor et dans le domaine granitisé des Camachas (Montón de Trigo, Las Lapas) où elles matérialisent des zones synclinales reliques.

*Les dépôts du Paléozoïque inférieur ont donc fourni le matériel primitif des terrains cristallophylliens qui constituent le massif de Lora del Rio.*

### LES ASSOCIATIONS MINÉRALES ET LES CONDITIONS DU MÉTAMORPHISME

Nous ne reviendrons pas en détail sur les associations minérales des divers faciès qui constituent la série gneissique orientale. Nous avons montré que le degré croissant de métamorphisme pouvait être représenté par un certain nombre de zones à partir de minéraux indicateurs dans les roches silico-alumineuses aussi bien que dans les roches basiques. La concordance entre les deux échelles est, en effet, assez bonne et permet ainsi de définir les faciès métamorphiques auxquels appartiennent les individus de chaque zone.

La zone I est définie surtout par la présence de hornblende bleutée dans les amphibolites et

dans les roches calciques. L'existence du grenat almandin dans les gneiss est également caractéristique. Les associations minérales sont stables dans le faciès *amphibolite*, tel que l'ont déterminé F. Turner et J. Verhoogen (1960). Les roches basiques renferment en effet des amphiboles alumineuses et de l'andésine. Comme cette zone passe progressivement aux formations du faciès *schistes verts*, il est possible de définir un sous-faciès à *hornblende bleutée* correspondant au degré métamorphique le plus faible dans le faciès *amphibolite* ; il serait donc l'équivalent du sous-faciès à *staurotide-almandin*, reconnu par G.H. Francis (1956) dans les Highlands écossaises.

Les roches de la zone II appartiennent aussi au faciès *amphibolite*, et sont caractérisées par la présence de *hornblende verte* dans la série basique et d'*andalousite* dans la série silico-alumineuse. Comme dans le cas précédent, il est possible de définir un sous-faciès à *hornblende verte* (ou à *andalousite*).

Les assemblages minéraux de la zone III correspondent de toute évidence au sous-faciès à *sillimanite-almandin* (Francis, 1956), que nous pouvons désigner aussi sous-faciès à *hornblende vert-brun*, étant donné la concordance approximative des deux méthodes zonéographiques. C'est au niveau de cette zone que s'est produite la granitisation homogénéisante des Camachas.

Dans la région considérée, l'étude des roches basiques permet donc de définir trois sous-faciès dans le domaine du faciès *amphibolite*. Le tableau XXXVI récapitule les principaux caractères minéralogiques de cette classification.

Tableau XXXVI  
Sous-faciès minéral du faciès *amphibolite*

| FACIES AMPHIBOLITE | Massif de Lora del Rio                    | Roches basiques                                                                                       | Roches silico-alumineuses                                                         | Classification de Francis        |
|--------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------|
|                    | <i>Sous-faciès à hornblende bleue</i>     | <i>hornblende bleue</i><br>+ <i>andésine</i><br>+ ( <i>biotite</i> + <i>épidote</i> )                 | <i>biotite</i> + ( <i>muscovite</i> )<br>+ <i>oligoclase</i> + <i>grenat</i>      | <i>Sous-faciès à staurotide</i>  |
|                    | <i>Sous-faciès à hornblende verte</i>     | <i>hornblende verte</i><br>+ <i>labrador</i>                                                          | <i>biotite</i> + <i>oligoclase</i><br>+ <i>andalousite</i><br>+ <i>grenat</i>     | <i>Sous-faciès à disthène</i>    |
|                    | <i>Sous-faciès à hornblende brun vert</i> | <i>hornblende brun-vert</i> + <i>labrador</i><br>+ ( <i>cummingtonite</i> )<br>+ ( <i>enstatite</i> ) | <i>biotite</i> + <i>sillimanite</i><br>+ <i>microcline</i><br>+ ( <i>grenat</i> ) | <i>Sous-faciès à sillimanite</i> |

La corrélation avec les sous-faciès, décrits par G.H. Francis (1956) dans les Highlands et codifiés par F. Turner et J. Verhoogen (1960), est difficile à établir, du fait de l'absence de minéraux indicateurs tels que *staurotide* et *disthène* dans le massif de Lora del Rio. Ces deux types de classification doivent traduire l'évolution de l'intensité métamorphique au sein du faciès *amphibolite*, mais en réponse à des conditions physico-chimiques différentes dans les deux cas.

C'est ce que justement A. Miyashiro (1961) a tenté d'expliquer, en une classification des séries métamorphiques en fonction de certaines conditions externes. A partir des associations minérales rencontrées dans les divers gisements connus à l'heure actuelle, cet auteur propose de distinguer plusieurs groupes de faciès métamorphiques en fonction d'une pression lithostatique croissante : 1) *type andalousite-sillimanite*- 2) *groupe intermédiaire de basse pression*- 3) *type disthène-sillimanite*- 4) *groupe intermédiaire de haute pression*- 5) *type glaucophane-jadéite*.

La comparaison des paragénèses du massif de Lora del Rio et de celles qui furent identifiées par A. Miyashiro permet de conclure que la série gneissique, étudiée ici, correspond au type (1) *andalousite-sillimanite*. Des conditions analogues, ou à la rigueur du type (2), semblent se retrouver dans le métamorphisme hercynien des schistes de Beira (anté-Silurien), dans le Nord du Portugal, d'après les descriptions de J. Westerweld (1956), L. Schermerhorn (1956b) et Oen Ing Soen

(1958). Remarquons au passage l'âge sensiblement identique des deux séries métamorphisées anté-ordoviciennes (Schermerhorn, 1956 a).

Diverses considérations sur les associations minérales, en particulier celles des faciès basiques, nous ont amenés à conclure qu'elles ont pris naissance dans des conditions de pression relativement faible. D'autres observations telles que l'apparition précoce de l'isograde de la biotite, dans des roches même incomplètement recrystallisées du faciès *schistes verts*, incitent à penser que la température augmentait rapidement en fonction de la profondeur. L'évolution métamorphique du massif de Lora del Rio semble donc en liaison avec un *gradient thermique élevé*, comparable probablement au gradient C, imaginé par W. Fyfe, F. Turner et J. Verhoogen (1958), [p. 182, fig. 76]. L'existence d'un tel gradient température-pression lithostatique est en accord avec les phénomènes de mobilisation et de granitisation qui se produisent à la base de la zone III de la série gneissique orientale.

## ÉVOLUTION DU MÉTAMORPHISME HERCYNIEN. CONCLUSIONS

Le massif cristallophyllien de Lora del Rio est constitué par deux ensembles de faciès différenciés : la série gneissique orientale et le complexe des Camachas, dont nous avons indiqué les relations génétiques. Les modalités différentes du métamorphisme dans les deux cas semblent correspondre à deux périodes de l'orogénie hercynienne.

### 1 - La série gneissique orientale

La série gneissique orientale est née du métamorphisme régional des formations cambriennes. La majeure partie des gneiss appartient au faciès *amphibolite* ; ces roches ont cristallisé dans des conditions caractéristiques du *type métamorphique à andalousite-sillimanite*, défini par A. Miyashiro (1961), se traduisant par un accroissement plus rapide de la température que de la pression.

Les faciès cristallophylliens ont subi des déformations intenses. La recrystallisation des terrains préexistants semble avoir eu lieu en même temps que les plissements précoces ; par exemple les veines de quartz dans la région de Peñafior qui sont également plissées en sont un témoignage. Il est donc permis de penser que les gneiss et les amphibolites à foliation ou à linéation accusées ont une origine syntectonique.

Une feldspathisation apparaît dans la zone III (*sous-faciès à sillimanite*) et confère aux roches un aspect embryonnaire de migmatites stratoides. Elle s'est produite dans des sédiments riches en horizons arkosiques, qui correspondent aux couches du Tambor du Cambrien inférieur. Ce phénomène peut alors être considéré comme une *endomigmatisation*, à partir de matériel favorable au développement de feldspaths potassiques, et date vraisemblablement de ce même cycle métamorphique.

### 2 - Le complexe granitisé des Camachas

La granitisation générale qui caractérise le massif des Camachas apparaît de façon oblique par rapport à la zonéographie de la série gneissique. Elle est le résultat d'une *migmatisation fondamentale* qui se produit à la base du faciès *amphibolite*, dans le *sous-faciès à hornblende brun-vert*. Cette homogénéisation aboutit, suivant la nature de la roche initiale, à la formation de granodiorites à cordiérite et de diorites quartziques.

Ces masses grenues renferment des lentilles et des enclaves nombreuses de roches cristallophylliennes, principalement basiques ou calciques, qui ont échappé à la granitisation. Ces enclaves représentent des boudins déjà formés au cours du métamorphisme de la série gneissique (amphibolites en particulier), et des boudins produits en même temps que la migmatisation (quartzites, gneiss rubanés). L'étude pétrographique a démontré l'identité des enclaves et des septas, contenus dans le massif des Camachas, et des formations de la série gneissique orientale, qui ont ainsi fourni le matériel originel des granodiorites et des diorites. Cette recrystallisation s'est faite dans les conditions du *sous-faciès amphibolite à sillimanite-microcline*.

Les observations structurales indiquent, en outre, que la granitisation est apparue sur un matériel déjà plissé et relativement consolidé, comme les grandes lentilles gneissiques en rendent compte. Ce phénomène d'homogénéisation est par conséquent postérieur au métamorphisme de la série gneissique. Cet ensemble granitisé en cours d'élaboration était doué d'une certaine plasticité, dont le

témoignage se retrouve dans les alignements de boudins, la "fluidalité" de certains faciès granodioritiques par rapport aux enclaves... Les mouvements subis par ce complexe ont eu pour résultat sa *montée diapirique* dans les formations sous-jacentes, et ont entraîné des recristallisations et des différenciations métamorphiques (nodules de cordiérite, phénoblastes, granites gris).

L'ascension lente et progressive de ce matériel vers des étages supérieurs à la faveur d'efforts tectoniques, à caractère semi-cassant, s'est accompagnée de divers phénomènes :

- naissance des pegmatites sécantes, en avant du front de granitisation (vallée du Gualbarcar),
- apparition de la muscovite néoformée dans les gneiss à biotite et à sillimanite et les quartzites feldspathiques de la zone III,
- formation des granites gris (tardimigmatiques), dans la zone de décollement entre le complexe des Camachas et sa couverture gneissique occidentale,
- métamorphisme de contact des schistes verts.

Enfin les derniers soubresauts de cet ensemble provoquèrent une légère rétro-morphose.

### 3<sup>ème</sup> SECTION

## INTÉRÊT DES FACIÈS BASIQUES DANS L'ÉTUDE DU MÉTAMORPHISME ESSAI DE GÉNÉRALISATION

L'étude chimico-minéralogique des amphibolites, situées dans le massif cristallophyllien de Lora del Rio, nous a permis de les identifier avec les roches vertes interstratifiées dans les formations du Paléozoïque inférieur. Il en résulte que le matériel primitif volcanique est parfaitement déterminé. La présence de tels faciès basiques, surtout lorsque leur origine volcanique peut être démontrée, joue un rôle capital dans la reconstitution de la paléogéographie antérieure au métamorphisme.

L'examen des associations minérales qui se succèdent dans les amphibolites au cours du métamorphisme, a permis aussi l'établissement de sous-faciès dont nous avons donné les caractères principaux un peu plus haut (tableau XXXVI, p. 174). Diverses observations d'ordre chimique (transformation dolérite → amphibolite par exemple) et d'ordre minéralogique (composition des hornblendes) ont été susceptibles de fournir des renseignements sur les conditions du métamorphisme, qui peuvent se résumer par l'existence d'un gradient géothermique élevé.

La classification des séries gneissiques suivant les "faciès de métamorphisme" est assez générale pour situer l'ordre de grandeur des conditions métamorphiques, dans un grand intervalle de température et de pression. Dans le cas présent, la majeure partie du massif de Lora del Rio appartient au faciès *amphibolite*. Une fois établie cette classification globale, les particularités locales et régionales peuvent être exprimées sous la forme de "sous-faciès" dont les définitions les plus commodes, dans la région étudiée, nous ont été fournies par les associations des roches basiques.

Est-il alors possible d'intégrer les conclusions, auxquelles nous arrivons dans le cadre de notre étude, dans un ensemble où apparaîtraient à la fois la progression du degré métamorphique et les variations relatives des conditions externes d'une série métamorphique à une autre ? La notion de sous-faciès, dont nous avons souligné la signification régionale, a d'ailleurs beaucoup contribué à la distinction de divers types de métamorphisme (Read, 1952). Un tel problème a déjà été abordé de façon générale par A. Miyashiro (1961), en s'appuyant plus spécialement sur les faciès silico-alumineux. Mais l'étude des paragenèses métamorphiques des roches basiques est loin d'être négligeable pour le résoudre.

### LA CLASSIFICATION DES TYPES DE MÉTAMORPHISME

Comme nous l'avons indiqué précédemment, A. Miyashiro (1961) a élaboré une classification des séries métamorphiques en fonction des conditions externes, de la pression totale en particulier ; il a distingué ainsi trois grands types caractéristiques :

1/ le type andalousite-sillimanite

2/ le type disthène-sillimanite

3/ le type jadéite-glaucophane

et deux types intermédiaires, basse pression et haute pression.

Le type *jadéite-glaucophane* et le type intermédiaire de haute pression sont facilement reconnaissables par la stabilité du glaucophane (ou de la crossite) et de l'association jadéite + quartz. Les deux autres types (1 et 2), qui seuls retiendront notre attention, se différencient par la présence ou l'absence des minéraux silico-alumineux : andalousite, disthène, sillimanite et staurotide.

Le type 1 *andalousite-sillimanite* est dépourvu de staurotide et de disthène que remplace l'andalousite dans la mésozone. Le type intermédiaire de basse pression qui correspond au métamorphisme de caractère *Buchan* (Read, 1952 ; Turner et Verhoogen, 1960) renferme fréquemment l'association staurotide-andalousite.

Le type 2 *disthène-sillimanite* est caractérisé par la stabilité du disthène et de la staurotide dans la mésozone et de la sillimanite dans la catazone ; il correspond au métamorphisme *dalradien* pour lequel les zones à staurotide, disthène, sillimanite peuvent être érigées en sous-faciès (Francis, 1956).

Il est donc tentant d'imaginer un schéma de répartition des divers sous-faciès dans le faciès *amphibolite*, en fonction du type de métamorphisme. Cet essai est représenté dans le tableau XXXVII.

Tableau XXXVII  
Sous-faciès *amphibolite* et types de métamorphisme

| P →<br>T ↓                               | TYPE 1                       | TYPE INTERMEDIAIRE                       | TYPE 2                                |
|------------------------------------------|------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------------|
|                                          | Andalousite-Sillimanite      |                                          | Disthène-Sillimanite                  |
| <i>Sous-faciès du faciès amphibolite</i> | Andalousite<br>Sillimanite   | Staurotide<br>Andalousite<br>Sillimanite | Staurotide<br>Disthène<br>Sillimanite |
| <i>Exemples</i>                          | Plateau d'Abukuma<br>(Japon) | Aberdeenshire et<br>Banffshire (Ecosse)  | Grampian Highlands<br>(Ecosse)        |

Dans le tableau précédent, il est possible de dire que la pression lithostatique croît de la gauche vers la droite et la température de haut en bas. Mais il est difficile de tracer des lignes de séparation horizontale, pour délimiter exactement les domaines de ces sous-faciès les uns par rapport aux autres. Les isogrades des divers silicates d'alumine sont sans doute très sensibles à l'influence de la pression, comme semblent l'indiquer les diagrammes de stabilité andalousite - sillimanite - disthène (Miyashiro, 1949 ; Thompson, 1955,...), et ne peuvent donc pas être assimilés aux isothermes.

Ces deux grands types de métamorphisme se distinguent aussi par d'autres caractères.

L'évolution du type 2 se prolonge jusqu'aux conditions de l'ultramétamorphisme, donnant naissance à des associations minérales stables dans le faciès *granulite*. Les conditions de ce faciès minéral sont pratiquement inconnues dans le type 1. Enfin les granitisations qui apparaissent dans les deux cas ont des extensions différentes : les massifs granitiques se développent plus largement en dehors des domaines métamorphiques dans le type 1 que dans le type 2.

Comme le pensent W.S. Fyfe et F.J. Turner (1958, p. 181), les isogrades de minéraux communément répartis dans les divers faciès pétrographiques, tels que les micas, correspondent en général à des courbes d'hydratation ou de déshydratation. D'après l'allure de ces courbes, les transformations en jeu sont peu sensibles à la variation de pression, dans le domaine des pressions modérées à fortes. Autrement dit, ces isogrades peuvent être assimilés aux isothermes dans de telles conditions. Aussi leur apparition plus ou moins rapide dans une série métamorphique peut-elle nous renseigner sur la valeur du gradient géothermique. Par exemple, l'isograde de la biotite apparaît pratiquement dès les premières manifestations du métamorphisme dans le type andalousite-sillimanite ; le gradient géothermique correspondant devait avoir une valeur élevée.

La distinction entre ces divers types de métamorphisme, établie à partir de minéraux indicateurs, est renforcée par l'étude des solutions solides dans certains minéraux. A. Miyashiro cite des exemples concernant les grenats, les plagioclases et les amphiboles. Dans le cadre de notre travail, quelques précisions seront apportées au sujet de la cristallisation des amphiboles calciques. Des recherches analogues permettront sans doute de mieux connaître les conditions physiques opérant lors de la recristallisation métamorphique d'une série géosynclinale donnée. De nombreux ensembles cristallophylliens, fréquents par exemple dans le socle africain, sont souvent dépourvus de minéraux indicateurs (staurotide, andalousite...) et les sous-faciès qui peuvent être définis localement semblent à priori difficiles à comparer avec ceux d'autres régions.

L'étude chimique des amphiboles calciques doit être susceptible de nous renseigner sur le type de métamorphisme qui affecte les roches éruptives basiques. Un tel problème oblige à comparer nos résultats avec ceux qui ont déjà été obtenus par d'autres pétrographes. Mais il est intéressant tout d'abord de savoir s'il existe une relation entre la nature des hornblendes et celle de roches ignées et métamorphiques.

#### 1 - Nature des hornblendes en fonction du gisement

C'est A.F. Hallimond (1943) qui le premier a relié la composition de la hornblende avec la nature pétrographique de la roche qui la contient. Cet auteur, après avoir compilé près de 200 analyses, a établi un diagramme montrant les domaines respectifs des différents faciès. A la faveur de données plus récentes, ce travail peut être complété pour les amphiboles des roches ignées et des roches métamorphiques(1).

Le diagramme de Boyd (fig. 54) correspond aux faciès ignés, volcaniques et plutoniques.

Les roches volcaniques (andésites et basaltes) ont des hornblendes qui appartiennent à la série Tschermakite-Hastingsite ; celles des andésites occupent une position intermédiaire tandis que celles des basaltes ont une composition dominée par la molécule Hastingsite(2).

Les roches plutoniques du type diorite - granodiorite - granite renferment au contraire des amphiboles calciques assez proches de la série Trémolite-Pargasite (Ferropargasite), celles des granites se plaçant le plus près de ce dernier pôle.

Enfin les hornblendes des gabbros, pour lesquelles les résultats sont très restreints et peuvent correspondre souvent à des ouralites, occupent une position intermédiaire entre le domaine des diorites et celui des roches volcaniques.

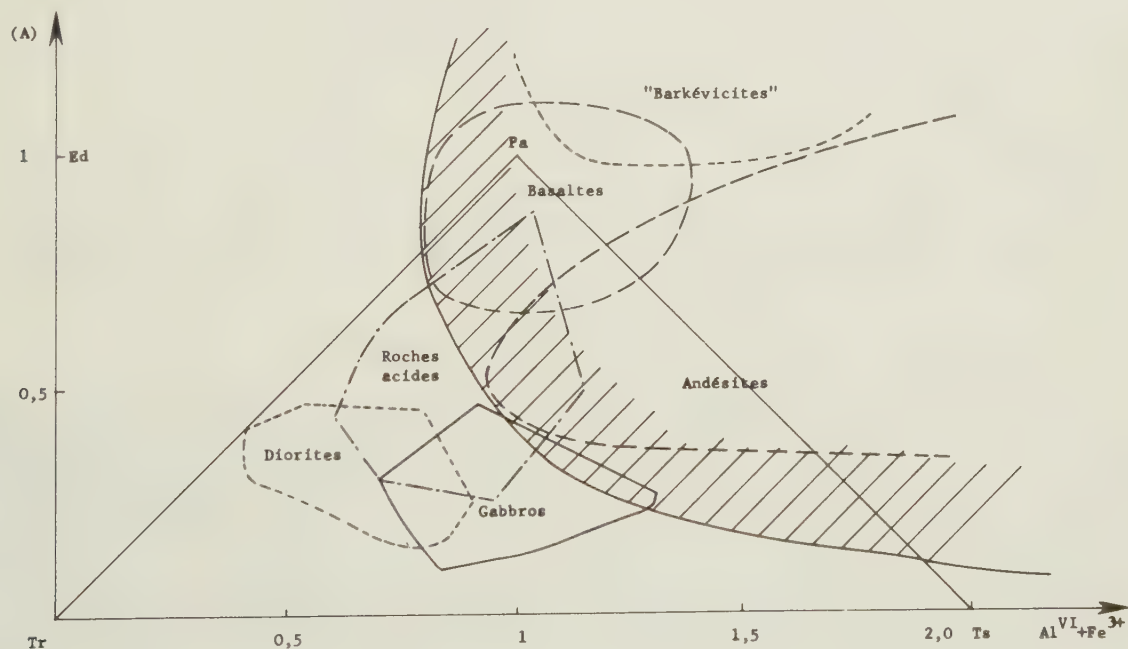


Fig. 54 - Diagramme de Boyd des amphiboles des roches ignées.

Zone hachurée : domaine des amphiboles des roches volcaniques

(1) A.F. Buddington et B.F. Leonard (1953) - C.G. Engel (1959) - A. Rosenweig et E.H. Watson (1954) - K. Tomita (1962) - J.F.G. Wilkinson (1961) - R. Compton (1958).

(2) Il semble que la teneur en Hastingsite (Ferro-Hastingsite) croît avec le degré de sous-saturation de la roche.

Les hornblendes des roches métamorphiques sont représentées dans la figure 55. Deux grands domaines sont nettement distincts, correspondant aux calcaires et aux skarns d'une part, aux amphibolites et aux gneiss amphiboliques d'autre part. Les *faciès calcaïques* peu métamorphiques sont caractérisés par de l'actinote ; ceux de degré plus élevé renferment de la pargasite en général très magnésienne ; dans cette dernière unité se dessine une certaine tendance vers le pôle Edénite. Quelques hornblendes ont une composition intermédiaire et se placent à l'intérieur du triangle Trémolite-Edénite-Pargasite. Il semble donc qu'au cours du métamorphisme des faciès calcaïques, la substitution isomorphique  $\text{Na.Al} \rightarrow (\text{A})$ . Si est tout d'abord prépondérante tandis que le remplacement  $\text{Al}_2 \rightarrow \text{Mg.Si}$  n'intervient que pour un degré élevé.

Les domaines de stabilité des amphiboles provenant des différents *faciès basiques* (amphibolites, gneiss amphiboliques...) ont été construits à partir de données bibliographiques relativement récentes, car les conditions de gisement sont souvent mal explicitées dans les publications anciennes<sup>(1)</sup>.

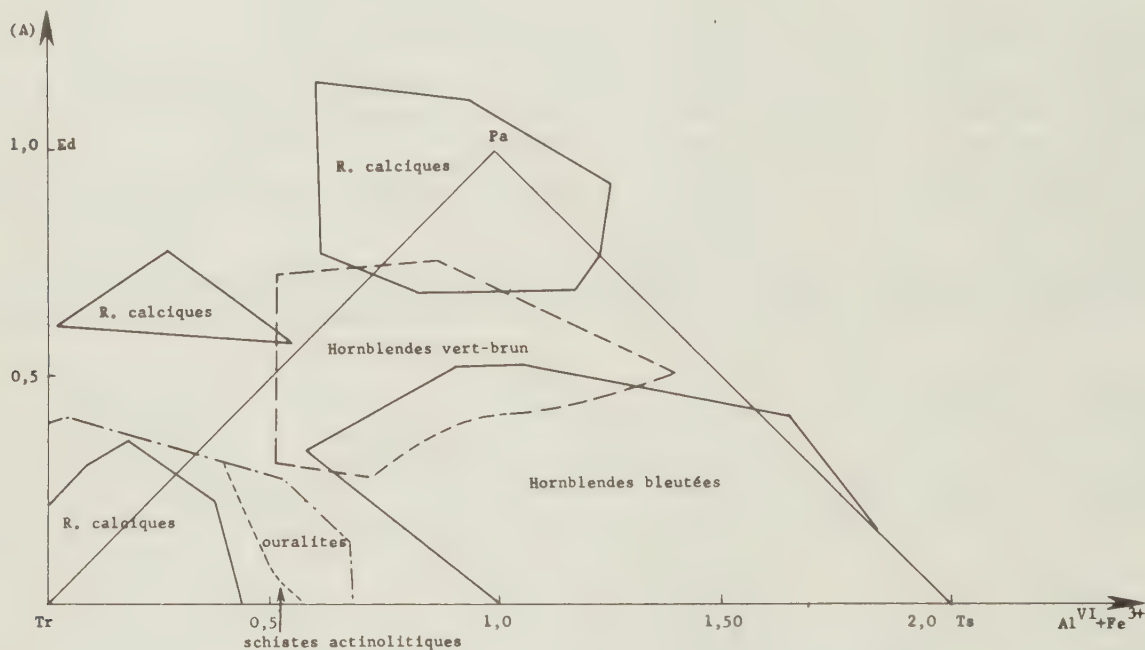


Fig. 55 - Diagramme de Boyd des amphiboles des roches métamorphiques

Les propriétés chimiques des amphiboles calcaïques changent en fonction de l'intensité métamorphique. Les faciès *schistes verts* sont caractérisés par l'actinote dont le champ est légèrement décalé vers la droite par rapport à celui des calcaires : ce fait est sans doute dû à une plus grande quantité de  $\text{Fe}^{3+}$  dans le réseau. Les hornblendes des roches appartenant au faciès *amphibolite* supérieur (faciès amphibolite à épidote, sous-faciès à staurotide, disthène, ou à andalousite) sont riches en molécule de tschermakite ; leur coloration suivant Ng est généralement bleutée. Il semble exister un hiatus entre les domaines de l'actinote et de la hornblende bleutée ; ce phénomène serait à rapprocher peut-être de l'observation faite par F. Shido (1958), concernant une lacune de miscibilité trémolite-hornblende, d'après les valeurs respectives des ions  $\text{Al}^{IV}$  et Mg des amphiboles d'origine métamorphique. Dans les faciès de degré plus élevé (*zone à sillimanite*, faciès *granulite à hornblende*), les amphiboles calcaïques qui présentent souvent une teinte Ng = brun-vert s'enrichissent fortement en molécule d'édénite, en même temps que diminue la quantité de tschermakite,

(1) Les travaux des auteurs suivants, ont été utilisés :

R.R. Compton (1958) - A. Engel, C. Engel et R. Havens, (1961) -  
S. Foslief (1945) - A. Hallimond (1943) - J. Seitsaari (1953) -  
F. Shido (1958) - A. Miyashiro et F. Shido (1959) - R. Steiger (1961) -  
M. Mathias (1952) - R. Howie (1954-55).

Comme nous l'avons mis en évidence dans notre cas particulier, les hornblendes des roches métamorphiques basiques forment une série continue Tschermakite-Edénite, et évoluent vers le pôle édénite en fonction de l'intensité de métamorphisme. Elles se distinguent donc nettement de celles des roches calciques. En résumé, il est possible d'établir une relation grossièrement approchée entre la nature pétrographique des roches et les amphiboles calciques constituantes :

- *Roches volcaniques* : série Tschermakite-Pargasite (ferropargasite)
- *Roches grenues acides et intermédiaires* : série Trémolite-Pargasite
- *Roches calciques* : série Trémolite-Edénite-Pargasite
- *Schistes verts* : Actinote
- *Amphibolites* : série Tschermakite-Edénite.

## 2 - Composition des hornblendes bleutées et nature du métamorphisme

Les hornblendes bleutées, caractéristiques de la mésozone ont des compositions moléculaires variables suivant la série métamorphique étudiée. Ces variations peuvent être corrélées avec les divers types de métamorphisme, décrits par A. Miyashiro (1961) (voir page 174). D'après les données bibliographiques existant à l'heure actuelle, (fig. 56) il semble que les hornblendes bleutées correspondant au métamorphisme du premier type sont pauvres en molécules d'édénite ; dans les deux autres types, au contraire, la quantité d'édénite est plus importante, et la molécule de glaucophane apparaît souvent dans la composition moléculaire de ces amphiboles. Récemment Y. Seki (1959) a déterminé l'existence d'édénite presque pure dans les faciès basiques d'une région métamorphique à glaucophane.

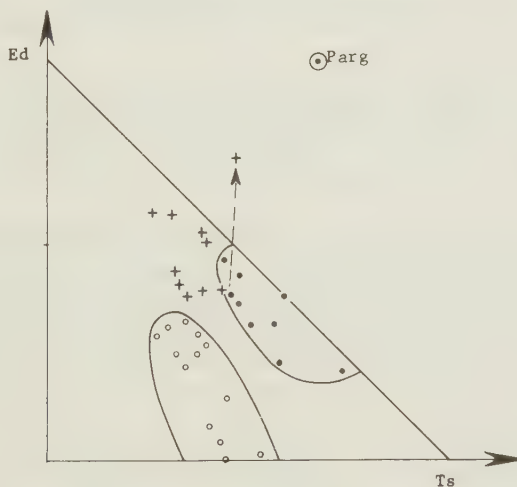


Fig. 56 - Variations des proportions molaires de tschermakite (Ts) et d'édénite (Ed) dans les hornblendes bleutées de différents types de métamorphisme (pour 100 molécules).

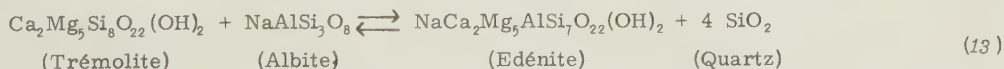
*Cercle* : hornblende bleue du métamorphisme de type andalousite-sillimanite

*Point* : hornblende bleue du métamorphisme de type disthène-sillimanite

*Croix* : hornblende brun-vert

La flèche indique la variation de composition des hornblendes dans l'Adirondack (Engel *et al.* 1961), lors du passage du faciès amphibolite au faciès granulite.

En raisonnant de la même façon que pour la richtérite, nous pouvons imaginer la formation d'édénite dans le faciès amphibolite à partir de la paragenèse stable dans le faciès schistes verts, suivant la réaction :



La diminution du volume molaire est d'environ 5 % de la gauche vers la droite. La réaction globale, qui traduit les variations de compositions chimiques des amphiboles lors du passage du faciès schistes verts au faciès amphibolite, peut s'écrire :



Elle serait caractéristique du métamorphisme de type 2 (disthène-sillimanite), et s'effectuerait vers la droite avec une réduction de volume de 10 %.

De même le glaucophane peut se former à partir des associations minérales du faciès *schistes verts* de la façon suivante :



La diminution du volume est encore plus importante avec l'apparition de cette amphibole sodique : 15,5 % environ.

Considérant ainsi la forme sous laquelle se présentent les alcalins dans les hornblendes bleues, il est possible d'établir un parallélisme entre le type de métamorphisme et la nature de l'amphibole (tableau XXXVIII).

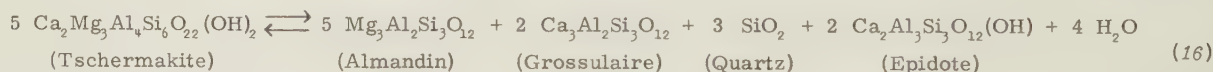
Tableau XXXVIII  
Nature des hornblendes de la mésozone, en fonction des types de métamorphisme

| TYPE DE METAMORPHISME               | NATURE DE L'AMPHIBOLE      | DIMINUTION DE VOLUME |
|-------------------------------------|----------------------------|----------------------|
| Type <i>andalousite-sillimanite</i> | Richtérite + Tschermakite  | 6 %                  |
| Type <i>disthène-sillimanite</i>    | Edénite + Tschermakite     | 10 %                 |
| Type <i>glaucophane-jadéite</i>     | Glaucophane + Tschermakite | 15,5 %               |

Les variations de volume, mises en évidence lors du passage du faciès *schistes verts* (premier membre des équations) à un faciès de degré plus élevé, semblent indiquer que les gradients de pression ont une influence de plus en plus importante depuis le premier type jusqu'au troisième. Ces conclusions sont analogues à celles que A. Miyashiro (1961) a déduite de l'étude des équilibres : (jadéite-quartz-albite) et (disthène-sillimanite-andalousite).

### 3 - Autres caractères minéralogiques des amphibolites à hornblendes bleutées

Des pressions élevées, agissant sur les roches basiques au cours du métamorphisme, favorisent la formation de la molécule de tschermakite. Cependant les proportions molaires en tschermakite des hornblendes présentent de faibles variations d'un type de métamorphisme à un autre. Cette molécule tend en effet à se déstabiliser en donnant soit de la cummingtonite, soit du grenat, suivant la valeur du gradient de pression. Les équations suivantes rendent compte du phénomène :



et l'équation (5) (p. 157) :



Ces deux équations peuvent être couplées et montrent que, du point de vue chimique, les associations :

cummingtonite - anorthite,  
tschermakite - quartz,  
grenat - épidote - quartz

sont équivalentes. Le passage de la deuxième à la première (apparition de la cummingtonite) se traduit par une augmentation de volume (8 % environ), tandis que le passage de la deuxième à la troisième (formation de grenat) s'accompagne d'une diminution de volume de 11 %. Ainsi la présence de la molécule de cummingtonite est normale dans les hornblendes provenant d'un métamorphisme qui s'effectue sous une pression lithostatique faible (type 1), tandis que le grenat apparaîtra dans les amphibolites provenant d'un métamorphisme à pression plus élevée (type 2 et 3). Ceci rejoint un fait d'observation, à savoir que le grenat est présent dans les roches basiques des séries

métamorphiques de caractère dalradien ou glaucophanique. De même, l'épidote est plus largement répandue dans les amphibolites des métamorphismes de type 2 et 3 ; ce minéral a un développement beaucoup plus restreint dans le métamorphisme de type 1 où son absence explique en partie la basification rapide des plagioclases.

Ces considérations sur les faciès basiques de la mésozone peuvent être résumées dans le tableau XXXIX.

Tableau XXXIX  
Caractères minéralogiques des faciès amphiboliques

| Type de métamorphisme                    | HORNBLENDE                 | CUMMINGTONITE | BASIFICATION<br>DES<br>PLAGIOCLASES | GRENAT     | EPIDOTE   |
|------------------------------------------|----------------------------|---------------|-------------------------------------|------------|-----------|
| Type 1<br><i>andalousite-sillimanite</i> | Richtérite + Tschermakite  | fréquente     | rapide                              | inexistant | rare      |
| Type 2<br><i>disthène-sillimanite</i>    | Edénite + Tschermakite     | rare          | moins rapide                        | fréquent   | fréquente |
| Type 3<br><i>jadéite-glaucophane</i>     | Glaucophane + Tschermakite | inexistante   | nulle                               | fréquent   | fréquente |

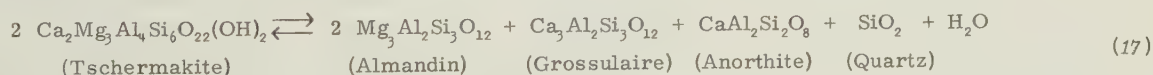
Les types métamorphiques intermédiaires, de basse pression et de forte pression, présenteront des associations minérales et des hornblendes bleutées à caractères mixtes, et seront sans doute plus difficiles à discriminer avec exactitude.

#### 4 - La nature des hornblendes dans la catazone

Quel que soit le type de métamorphisme, andalousite-sillimanite ou disthène-sillimanite, les hornblendes présentent des caractères analogues dans les zones d'intensité métamorphique plus élevée. Dans le sous-faciès à *sillimanite* du faciès *amphibolite* (partie supérieure de la catazone), la composition des amphiboles calciques, dont la teinte brunâtre est caractéristique, est dominée par la molécule d'édénite.

L'augmentation de la teneur en édénite s'accroît dans les amphibolites dépourvues de quartz, ou riches en plagioclases basiques, ou renfermant des minéraux ferromagnésiens non calciques, comme la cummingtonite et le pyroxène orthorhombique. Cette identité des paragénèses basiques dans les divers types de métamorphisme est comparable à celle que révèle l'étude des paragénèses silico-alumineuses, caractérisées principalement par l'association sillimanite - feldspath potassique. Il semble donc que les deux sortes d'évolution métamorphique, andalousite-sillimanite et disthène-sillimanite, atteignent à ce niveau des conditions semblables de température et de pression. Mais si nous admettons des différences dans les gradients géothermiques, relatifs à chaque type, ces conditions ne sont pas réalisées à la même profondeur. Des distinctions, qui sont moins évidentes que dans la mésozone, peuvent encore être relevées dans le comportement des faciès basiques appartenant respectivement à ces divers types de métamorphisme.

Les amphibolites fortement métamorphiques provenant d'un métamorphisme 1 ne renferment pas toujours de grenat almandin ; c'est le cas rencontré dans le plateau d'Abukuma (Miyashiro, 1958), dans le Nord du Portugal (Oen Ing Soen, 1958 ; Brink, 1960) et dans la province de Séville. L'équation (17) rend compte du phénomène :



La formation du grenat à partir de la tschermakite s'accompagne d'une diminution du volume initial d'environ 10 %, et se trouve favorisée par une augmentation de la pression. Il est possible

cependant que ce phénomène ne soit caractéristique que des ortho-amphibolites, la présence d'excès d'aluminium dans un matériel mixte, vulcano-sédimentaire (tufs) pourrait entraîner la formation du grenat en raison de la composition chimique particulière.

La présence de pyroxène orthorhombique et de cummingtonite semble au contraire fréquente dans les roches basiques appartenant à une série métamorphique du type andalousite-sillimanite (voir plus haut, les équations 5 et 7). L'association hypersthène-cummingtonite-labrador serait stable dans le faciès amphibolite, comme l'a montré H. Kuno (1947). Le pyroxène orthorhombique ne ferait son apparition dans une série métamorphique du type disthène-sillimanite que dans les conditions du faciès *granulite*.

Les amphiboles calciques qui sont stables dans le sous-faciès *granulite à hornblende* (Turner et Verhoogen, 1960, p. 555) ont des compositions voisines de l'hastingsite (Engel, Engel et Havens, 1961 ; Zakrutkin, 1961). La même tendance chimique se produit lors d'une feldspathisation intense ou d'une dioritisation des roches basiques, phénomène qui est courant à la base des faciès amphibolite dans les types métamorphiques à andalousite-sillimanite. Ce caractère minéralogique, commun à ces deux catégories de roches, est assez surprenant et laisse supposer que les phénomènes de mobilisation ont joué un rôle primordial dans les deux cas.

## 5 - Comparaison des paragenèses basiques dans les deux types de métamorphisme (1 et 2)

Les résultats précédents sur les associations minérales des amphibolites peuvent être comparés avec profit avec ceux qui ont été obtenus à partir des minéraux silico-alumineux, et nous fournissent une deuxième façon d'aborder le problème des conditions de métamorphisme, dans le vaste domaine du faciès amphibolite.

### a) Métamorphisme du type andalousite-sillimanite

Pour un degré de métamorphisme relativement faible, les roches basiques sont caractérisées par l'assemblage hornblende bleutée - andésine calcique. La composition de l'amphibole est dominée par les molécules de tschermakite et de richtérite (et de cummingtonite éventuellement). Le quartz et l'épidote sont des constituants rares et le grenat est toujours absent. Ces caractères pétrographiques et minéralogiques sont aptes à définir un sous-faciès à andalousite, déterminable à partir des associations silico-alumineuses.

Dans un degré plus élevé, correspondant au sous-faciès à sillimanite, les amphibolites présentent la paragenèse : hornblende brunâtre - labrador - (cummingtonite) - (pyroxène orthorhombique). L'amphibole calcique est riche en molécule d'édénite. Le grenat n'apparaît pas dans ces roches.

### b) Métamorphisme du type disthène - sillimanite

Les sous-faciès à staurotide et à disthène peuvent être reconnus par la composition minéralogique des roches basiques, qui sont caractérisées par l'association fréquente : hornblende bleutée - oligoclase - épidote - (grenat). C'est pratiquement l'équivalent du faciès *amphibolite à épidote* d'Eskola. La hornblende bleutée est riche en molécules de tschermakite et d'édénite, et parfois de glaucophane. En général la teneur en alcalins est plus forte que dans les amphiboles stables dans le métamorphisme du type précédent (Shido et Miyashiro, 1959).

Les amphibolites, qui se rencontrent dans le sous-faciès à sillimanite, présentent l'assemblage : hornblende brunâtre - (andésine-labrador) - grenat.

La plupart des sous-faciès du faciès *amphibolite* peuvent donc être distingués à l'aide des paragenèses des roches basiques. Le tableau XL est un essai de corrélation qui est encore très imparfaite du fait de son caractère qualitatif.

La classification sous forme de tableau rend difficilement compte des intermédiaires susceptibles de se rencontrer dans la nature. Aussi est-il préférable d'essayer de représenter la répartition de ces sous-faciès métamorphiques en un diagramme PT, hypothétique sans doute, mais faisant mieux apparaître les transitions possibles (fig. 57). La transformation richtérite  $\rightleftharpoons$  édénite, qui sert de séparation entre les deux types de métamorphisme, n'est pas connue du point de vue thermo dynamique. Cependant, elle s'accompagne d'une diminution de volume (équation 6), et si nous admettons à la suite de E.J. Whittaker (1949, 1960) et de J. Zussman (1955) que l'introduction d'atomes alcalins dans les positions "A" augmente l'entropie du système, la courbe d'équilibre aura une valeur  $\frac{dP}{dT}$  négative.

Tableau XL

Comparaison des sous-faciès silicoalumineux et basiques dans les deux types principaux de métamorphisme

|                                     | SOUS-FACIES<br>SILICOALUMINEUX | ROCHES BASIQUES                                                        |
|-------------------------------------|--------------------------------|------------------------------------------------------------------------|
| <i>Type andalousite-sillimanite</i> | Andalousite                    | hornblende bleutée (Rt+Ts+Tr)+andésine                                 |
|                                     | Sillimanite                    | hornblende brune+labrador+(cummingtonite)<br>+(hypersthène)            |
| <i>Type disthène-sillimanite</i>    | Staurotide-Disthène            | hornblende bleutée (Ed+Ts+Tr)+oligoclase+épidote<br>+(grenat)+(quartz) |
|                                     | Sillimanite                    | hornblende brune+andésine (labrador)+grenat                            |

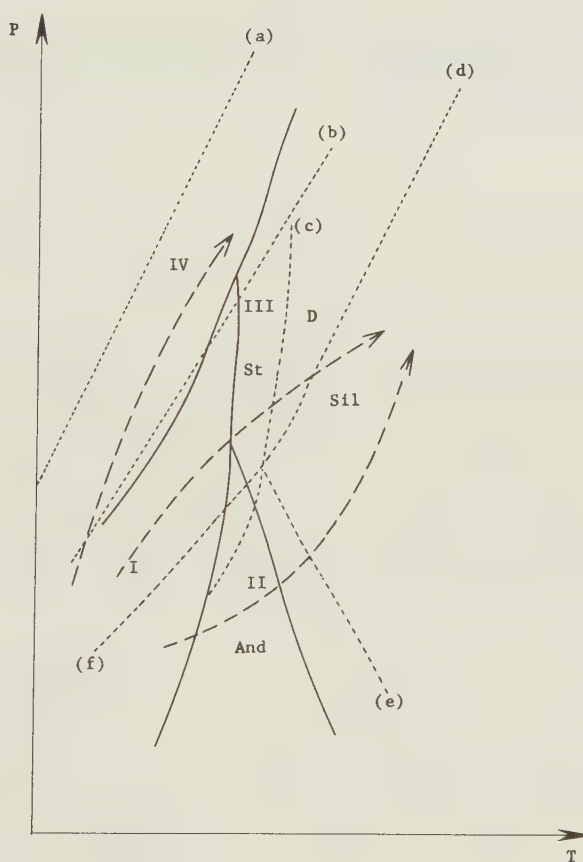


Fig. 57 - Diagramme P-T des faciès basiques

- I. Schistes verts (actinote)  
 II. Amphibolites à hornblende riche en richtérite  
 III. Amphibolites à hornblende riche en édénite  
 IV. Glaucophanites
- a. Courbe d'équilibre jadéite + quartz = albite  
 b. Courbe d'équilibre calcite = aragonite  
 c. Courbe d'équilibre staurotide → silicates d'alumine  
 d. Transition disthène - sillimanite

- e. Transition andalousite - sillimanite  
 f. Transition andalousite - disthène

And : andalousite  
 St : staurotide  
 Sil : sillimanite  
 D : disthène

Les flèches indiquent plusieurs gradients de métamorphisme

## CONCLUSIONS

L'étude des formations basiques qui sont contenues dans un ensemble cristallophyllien est généralement utile à plusieurs points de vue. Le premier intérêt est d'ordre *chronologique* : comme l'ont montré les travaux de J.J. Sederholm (1926) ou de J. Sutton et J. Watson (1951) par exemple, ces roches peuvent fournir un critère pour déterminer l'histoire géologique d'un complexe métamorphique. Leurs compositions bien spéciales renseignent sur la nature du matériel primitif, anté-métamorphique. Mais le problème débattu depuis longtemps sur l'origine des amphibolites se pose alors, car, suivant le cas, les conclusions d'ordre paléogéographique seront parfois très différentes. A l'heure actuelle, cette question ne peut être résolue avec certitude que par l'observation de textures palimpsestes ou de minéraux reliques. Il faut espérer que dans l'avenir, des études géochimiques (oligo-éléments) et minéralogiques (composition des hornblendes ?) fourniront des arguments susceptibles de suppléer à la carence des critères précédents.

Si la reconnaissance de faciès primitivement volcaniques dans une série métamorphique, en particulier les "métabasaltes", est donc possible, le géologue possède alors un matériel de choix pour analyser les *modalités du métamorphisme* ; par rapport à l'éventail très étendu des roches sédimentaires, les basaltes présentent au contraire une composition moyenne assez constante.

Nous avons montré également l'intérêt que présentent les amphibolites pour résoudre les problèmes relatifs aux conditions du métamorphisme régional. La méthode que nous proposons est sans doute très imparfaite, du fait de son caractère encore trop qualitatif, mais peut constituer une voie de recherche que nous espérons bien poursuivre.

#### QUATRIÈME PARTIE

### LES MASSIFS GRANITIQUES A BORDS CIRCONSCRITS

La quatrième partie de ce mémoire sera consacrée à l'étude des granites qui se sont mis en place au sein des terrains cambriens sous la forme de batholites à bords circonscrits. Nous décrirons essentiellement les massifs de Ventas Quemadas et du Pedroso, qui constituent une même unité géographique, et le massif du Garrotal. Nous n'étudierons pas le granite de Gibla, situé au N de la Puebla de los Infantes, car l'absence de fonds topographiques nous a gênés pour mener à bien les levés géologiques de cette région.

Malgré ces lacunes, les descriptions, qui vont suivre, permettront de nous faire une idée assez complète sur les phénomènes de granitisation, qui accompagnèrent l'orogénèse varisque.



## CHAPITRE I

# LES MASSIFS GRANITIQUES DE VENTAS QUEMADAS ET DU PEDROSO

### ÉTUDE DES GISEMENTS

#### 1 - Localisation et extension

Les massifs de Ventas Quemadas et du Pedroso qui constituent une même unité géographique occupent la partie occidentale de la région qui fait l'objet de ce mémoire. Cet ensemble est localisé entre les deux rivières du Viar à l'Ouest et du Huesna à l'Est, et s'étend depuis la Sierra del Pedroso au Nord jusqu'à Villanueva de las Minas au Sud. La voie ferrée Séville-Mérida, qui le traverse du Sud au Nord entre ces deux dernières localités, constitue un moyen commode pour aborder son étude géologique. L'existence des trois petites gares, Arenillas, Ventas Quemadas et Los Labrados, facilite cette tâche. Egalement la route départementale C 433, entre Castilblanco de los Arroyos et El Pedroso, permet d'effectuer une coupe SW-NE dans la zone nord ouest de ce massif.

Sa forme générale rappelle celle d'une botte, allongée suivant la direction NNW-SSE, depuis le mont Atalaya (564 m) jusqu'au Huesna près de Arenillas. Dans cette direction, il atteint une longueur de 20 km environ ; suivant la direction perpendiculaire, sa plus grande dimension ne dépasse pas 6 km entre le Pedroso et l'Acebuchosa (514 m).

La presque totalité de sa superficie, qui est d'environ 105 km<sup>2</sup>, est représentée sur la feuille au 1/50 000e N° 941 (Ventas Quemadas) ; seule la partie septentrionale empiète sur la feuille N° 920 (Constantina).

#### 2 - Description des affleurements

Du point de vue géomorphologique, le batholite de Ventas Quemadas<sup>(1)</sup> apparaît comme une plateforme déprimée par rapport aux formations paléozoïques encaissantes (planche V, fig. 1). Sa surface topographique est caractérisée par des reliefs très mous et peut être dans son ensemble assimilée à un plan légèrement incliné vers le Sud. L'altitude moyenne diminue progressivement de 400 - 450 m dans la région du Pedroso à 200 m ou moins entre Arenillas et le Huesna. Quelle que soit la zone observée, la surface du massif granitique accuse une différence de niveau d'au moins 50 m par rapport aux collines environnantes, formées par les terrains paléozoïques. Cette monotonie des reliefs granitiques est perturbée par la présence d'une barre transversale, la Loma de Fuente-Herrero, située entre Los Labrados et Ventas Quemadas, et dont nous verrons la signification géologique un peu plus loin.

Ce batholite se compose en effet de deux ensembles pétrographiques bien distincts sur le terrain ; au S de l'arroyo de Navalfresno, domine un granite rose, largement cristallisé, que nous avons appelé *granite de Ventas Quemadas*, et qui occupe la plus grande partie du massif ; au Nord, la région du Pedroso est constituée par un ensemble de tonalites et de granodiorites, de couleur plus foncée, que nous désignons de façon générale sous le nom de *diorites quartziques du Pedroso*.

##### a) Le massif du Pedroso

Cette unité pétrographique occupe donc la région située à l'W du village du Pedroso. Elle affleure sous la forme de blocs arrondis, groupés parfois en chaos plus ou moins étendus, dans un paysage de forêts très clairsemées de chênes verts ou de chênes-liège. Mais la nature des roches influe beaucoup sur la morphologie actuelle du sol et sur la façon dont se présentent les affleurements.

-----  
(1) Nous groupons momentanément sous ce terme l'ensemble des deux massifs cristallins de Ventas Quemadas et du Pedroso.

La partie la plus septentrionale du massif, entre le Majadar de los Bueyes et la voie ferrée juste au S du Pedroso, est constituée surtout par des granodiorites sombres, et correspond à une zone déprimée, parsemée de boules. Quelques affleurements d'aplitites blanches sont en relief. Près de la bordure orientale, les enclaves gneissiques sont abondantes, et sont parfaitement visibles dans les deux carrières aux abords immédiats du Pedroso. Au SW de cette zone, une succession de crêtes, orientées NW-SE, est due à l'existence d'enclaves ou de septa de cornéennes finement litées et de diorites quartzifères dans un granite plus leucocrate, parfois aplitique.

Enfin, près de la bordure occidentale, les faciès sont plus variés et sont répartis de façon très hétérogène ; les faciès dioritiques sont prédominants et sont responsables d'une topographie aux reliefs plus accusés. Ces tonalites renferment de nombreuses enclaves mélanocrates à grains fins et sont traversés par des veines ou des filonnets d'aplitites ou de pegmatites claires ; elles renferment parfois des taches plus feldspathiques à contours diffus.

Ainsi le massif du Pedroso est caractérisé par une répartition des faciès pétrographiques en trois bandes orientées NW-SE.

#### b) Le massif de Ventas Quemadas

Le granite rose de Ventas Quemadas constitue un ensemble homogène qui recoupe nettement l'unité décrite précédemment. Cette roche présente une arénisation très poussée et n'affleure que sous la forme de grandes boules à surface écailleuse et grumeleuse, profondément enracinées. Aussi son influence dans la topographie se traduit par un modelé de plateforme déprimée (planche V, fig. 1), entaillée par le Parroso et le Tamujoso.

De nombreux faciès microgrenus ou aplitiques se rencontrent au sein du granite soit en taches à contours quelconques, avec parfois des passages graduels, soit en filons bien nets (planche V, fig. 2 et 3). Ils peuvent prendre par endroits un développement intense au point d'occuper un volume plus important que le granite. Les aplitites blanches constituent toute la bordure sud ouest du batholite depuis Arenillas jusqu'à la Casa de Peones Camineros, près de Fuente-Herrero ; elles affleurent en donnant des éperons rocheux, et possèdent un débit prismatique très caractéristique. Elles sont également abondantes dans la Loma de Fuente-Herrero, où elles sont associées à des microgranites roses et à des pegmatites. Dans cette localité, des actions mécaniques ont également affecté ces formations leucocrates, pour donner de nombreuses bandes de mylonites, des veines de quartz, accompagnées de minéralisations sulfurées.

Dans la région du Blanquillo et du château de la Mulba, à l'E d'Arenillas, ce batholite granitique renferme des rhyolites qui constituent des filons de quelques mètres d'épaisseur, recoupant parfois les terrains paléozoïques encaissants.

Ainsi le granite de Ventas Quemadas est caractérisé sur le terrain par l'absence totale d'enclaves gneissiques ou basiques, l'abondance de variations microgrenues et microlitiques, la présence de nombreux faciès aplitiques et pegmatitiques.

### 3 - Etude structurale

#### a) Les contacts

Les massifs de Ventas Quemadas et du Pedroso présentent avec les roches encaissantes des bords francs, souvent accentués par l'existence d'accidents tectoniques. La faille du Pedroso, de direction WNW-ESE, qui décroche également les terrains paléozoïques environnants, limite au Nord cet ensemble granitique.

Au Sud Ouest au contraire, le contact est souligné par la présence de l'accident d'Arenillas, de direction générale NW-SE, et qui correspond au chevauchement vers le Sud Ouest du granite sur les terrains paléozoïques (voir 1ère partie, p. 45).

Sur son flanc oriental, le massif de Ventas Quemadas est également affecté par la faille de Los Labrados longue de 3 km et de direction NNE-SSW (N 20°), avec un très fort pendage vers l'Ouest. Elle est occupée par un filon de quartz renfermant des indices de pyrite et de chalcopyrrite. D'autres accidents transverses NNE-SSW moins importants se rencontrent sur la bordure méridionale, entre la Loma de Fuente-Herrero et Las Jarillas, décrochant en escalier le granite rose de la région ; ils sont très souvent localisés à proximité de bancs de calcaires métamorphiques qui présentent de nombreuses traces de broyage. Comme nous l'avons vu dans le chapitre concernant la tectonique de la région (p. 45), il semble que les accidents transverses soient en liaison avec le chevauchement d'Arenillas, en arrière duquel ils correspondraient à des surfaces de cisaillement.

En général, la direction de la schistosité des couches sédimentaires est parallèle au bord du batholite. Cependant de nombreuses exceptions peuvent être relevées. Dans la région du Tamujar et du Majadar de los Bueyes, les granodiorites et les tonalites du Pedroso recoupent obliquement les sédiments paléozoïques, qui ont une direction NW-SE, avec un pendage presque vertical, un peu incliné vers le Nord Est. Ces orientations structurales sont d'ailleurs bien marquées par la présence de bancs calcaires dont on retrouve la trace à l'intérieur des tonalites, sous la forme de cornéennes pyroxéniques (zone de l'Adelfa). Au S de cette région et jusqu'à la Casa de los Valientes (1 km au SE de l'Acebuchosa), la bordure du massif est concordante avec les terrains encaissants dont la direction tectonique est toujours NW-SE. Au S de cette dernière localité, les couches changent de direction qui devient N 10°E à N 45°E, donc sensiblement NNE-SSW. Cette variation semble en rapport avec les accidents transverses qui ont été signalés plus haut.

Sur la bordure orientale, les formations encaissantes ont une direction NW-SE, avec un pendage de 60 à 80° vers le Sud Ouest, c'est-à-dire vers le massif cristallin. Le contact entre ces deux unités concorde plus ou moins avec cette direction, sauf au niveau de la faille de Los Labrados contre laquelle viennent buter les couches paléozoïques.

#### b) Les accidents tectoniques internes

Plusieurs accidents tectoniques déterminent des zones de broyage à l'intérieur des deux massifs granitiques. Les deux plus importantes sont la zone broyée de la Adelfa et celle de Fuente-Herrero, et possèdent toutes deux des directions parallèles au chevauchement de Arenillas. De plus, comme cela est bien visible dans les gorges du Parroso, lors de sa traversée de la loma Fuente-Herrero, ces accidents correspondent à des chevauchements dirigés vers le Sud Ouest. Il existe d'autres petites zones de mylonite, fréquentes entre les accidents de Fuente-Herrero et d'Arenillas. Elles traduisent dans cette partie du massif, située au S de Ventas Quemadas, un écaillage en arrière du grand chevauchement méridional.

#### c) La structure générale de ces massifs et leur âge

Le massif du Pedroso présente une répartition des faciès pétrographiques suivant une direction NW-SE sensiblement parallèle à celle des formations paléozoïques encaissantes, qui appartiennent aux couches de Campoalla. La mise en place de roches cristallines telles que des tonalites, dans des faciès riches en calcaires est à souligner. Les bordures du massif présentent très souvent des traces de broyage, ainsi que les formations encaissantes. Tous ces caractères semblent indiquer une mise en place syntectonique de ce batholite, sous la forme d'une lame ou d'un corps allongé NW-SE, avec un pendage général vers le Sud Ouest, comme les sédiments cambriens.

Le massif de Ventas Quemadas, qui recoupe franchement les unités préexistantes, en particulier le massif du Pedroso, est caractérisé dans sa partie septentrionale par une structure en dôme. Il présente un caractère post-tectonique, souligné par la discordance de ses contacts avec la schistosité des formations paléozoïques environnantes, notamment sur la bordure orientale.

La mise en place de ces roches cristallines, granite rose, granodiorite et tonalite, est en liaison avec les mouvements orogéniques principaux de la région, antérieurs au dépôt des couches de Villanueva de las Minas, datant du Westphalien moyen. L'étude de ces sédiments carbonifères semble indiquer que ces roches n'affleuraient pas encore à cette époque, du moins au début ; la couverture sédimentaire (et métamorphique) a seule fourni le matériel constituant ces dépôts.

Ce massif cristallin a ensuite subi les effets des mouvements tectoniques post-westphaliens qui se sont traduits par des chevauchements vers le Sud Ouest dont le plus important est celui d'Arenillas, et un écaillage de cette unité. La naissance des filons de rhyolite aurait pu se produire durant cette phase. Les roches granitiques sont arrivées à la surface du sol, par érosion de la couverture, aidées sans doute par les mouvements tectoniques, et ont alimenté la sédimentation du bassin du Viar (Stéphanien supérieur - Permien inférieur).

### ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Dans cette étude, nous continuerons à faire la distinction entre les faciès du massif du Pedroso et ceux du massif de Ventas Quemadas.

Le massif du Pedroso renferme de nombreux types pétrographiques de la famille des plagioclases quartziques, allant depuis des tonalites à amphiboles jusqu'à des granodiorites à biotite.

### 1 - Les tonalites à biotite

Le faciès le plus abondant dans la région du Pedroso correspond à une tonalite à biotite, qui se rencontre principalement aux abords immédiats de cette ville et dans la vallée du ruisseau de la Madroñera. C'est une roche mésocrate dont la taille des grains est en moyenne de 0,5 cm. Deux minéraux sont parfaitement visibles à l'œil nu : le feldspath plagioclase de couleur blanc-verdâtre, souvent bien cristallisé, et la biotite en larges tablettes ; le quartz en quantité inférieure à celle des minéraux précédents est caractérisé par une répartition très hétérogène.

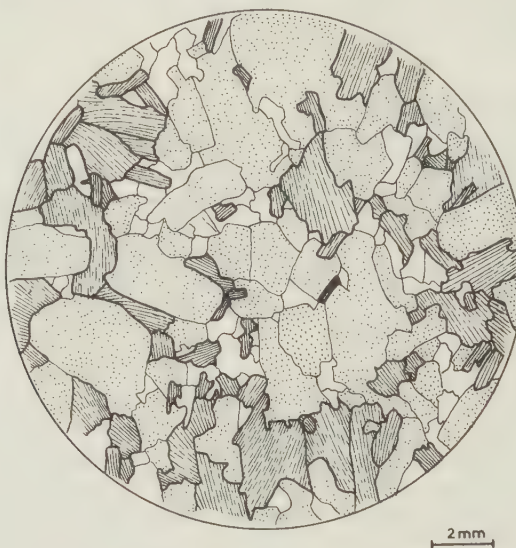


Fig. 58 - Tonalite du massif du Pedroso (échantillon 532)

Lumière naturelle x5

L'étude microscopique d'un échantillon, provenant du vallon de la Madroñera, révèle la composition minéralogique suivante (fig. 58) :

|          |           |
|----------|-----------|
| Andésine | Epidote   |
| Biotite  | Zircon    |
| Quartz   | Apatite   |
|          | Magnétite |

Les *plagioclases* forment de grands cristaux automorphes et allongés. La plupart possèdent les mâcles de l'Albite et de la Péricline, et présentent un léger zonage. La composition de ces feldspaths est assez basique, voisine de 45 % An ; leur centre est en général altéré avec production de granules d'épidote et de séricite.

La *biotite* ( $2 V_x = 8^\circ$ ) de couleur brun-foncé est également abondante, en larges cristaux qui se développent entre les plagioclases automorphes et se groupent par endroits en amas de plusieurs individus.

Le *quartz* occupe les espaces existant entre les minéraux précédents : l'examen des contacts quartz-feldspath montre un phénomène de remplacement de ce dernier minéral.

Cette roche a subi des actions tectoniques après sa cristallisation, comme l'indiquent les cassures et les torsions qui affectent fréquemment les cristaux de plagioclases.

### 2 - Les granodiorites à biotite

Les tonalites à biotite passent progressivement à des granodiorites par l'apparition de phénoblastes de microcline ; ces roches sont surtout bien représentées dans la partie nord ouest du massif du Pedroso, dans les environs de Nava Honda en particulier.

L'aspect général de ce faciès ressemble à celui des tonalites : même couleur assez sombre et même taille de grains. Cependant à l'œil nu, on distingue déjà une abondance plus grande de quartz qui est plus largement cristallisé et la présence de feldspath potassique blanc laiteux.



Fig. 59 - Granodiorite du massif du Pedroso (échantillon 377)

Développement poecilitique de phénoblastes de microcline  
Lumière naturelle x5

De texture grenue, cette granodiorite a la composition minéralogique suivante (fig. 59) :

|            |           |
|------------|-----------|
| Quartz     | Apatite   |
| Andésine   | Zircon    |
| Microcline | Épidote   |
| Biotite    | Muscovite |
| Chlorite   | Magnétite |

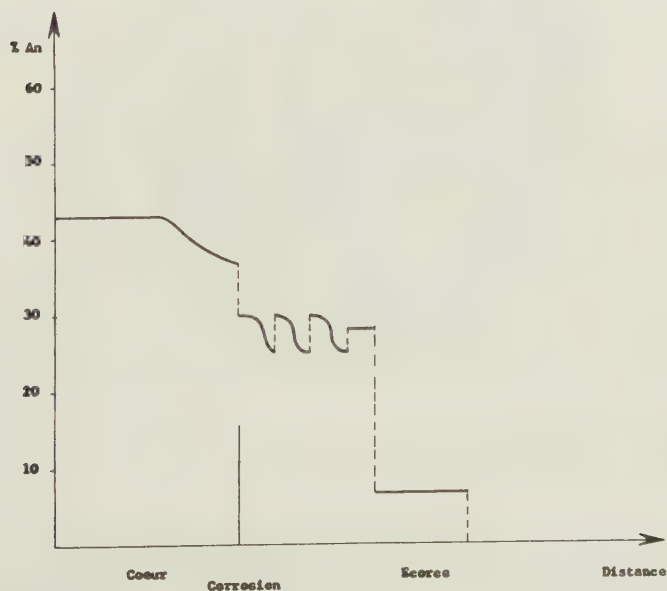


Fig. 60 - Courbe de zonage d'un plagioclase de granodiorite (échant. 377)

Les *plagioclases* forment les cristaux les plus abondants, automorphes et de taille atteignant 0,5 cm. Ils sont presque toujours zonés, plus fortement que dans les tonalites, avec un grand nombre de zones concentriques fines autour d'un cœur généralement altéré par des agrégats importants de séricite et d'épidote. La figure 60 montre un exemple de zonage dans un grand cristal de plagioclase, de type oscillatoire décroissant vers une bordure très acide, aux contours externes très irréguliers. Dans l'ensemble, les plagioclases zonés accusent des variations de composition comprises entre 43 % An dans le cœur et 28 % dans l'écorce.

Le *microcline* se développe en phénoblastes ne dépassant pas 1 cm de diamètre et répartis de manière hétérogène dans la roche ; peu ou pas mâclé, il présente des perthites en fuseaux et en veines fines, grossièrement parallèles les unes aux autres et orientées suivant le plan (2 0 1). De plus son caractère poecilique est très général et distinctif. Il renferme de nombreuses inclusions de biotite, de plagioclase et d'apatite.

Le *quartz*, se rencontre de façon relativement abondante en agrégats de trois ou quatre cristaux et remplissant le fond de la roche entre les feldspaths. La biotite ( $2 V_x = 10^\circ$  ;  $N_g = 1,635$ ) est également bien représentée en larges tablettes brun-foncé, renfermant des inclusions de zircon et d'apatite ; entre les lamelles clivées se développent très souvent des filaments ou des lentilles d'épidote. Le zircon et l'apatite peuvent former des cristaux situés en dehors des micas. La magnétite est très accessoire.

Le faciès de granodiorite apparaît donc comme le résultat d'une transformation à partir de la tonalite, par le développement plus grand du quartz et l'apparition de feldspath potassique. Les plagioclases initiaux du type andésine ont réagi à ces variations en donnant naissance à des cristaux d'oligoclase. La microclinisation semble s'être effectuée à partir du matériel préexistant, plagioclase-biotite.

### 3 - Les tonalites à biotite et à hornblende verte

Cette catégorie de roches se distingue des précédentes par la présence d'amphiboles. Du point de vue macroscopique, l'aspect général est pratiquement identique, avec toutefois une couleur plus foncée. Ces faciès mélanocrates peuvent alors se rencontrer en enclaves ou en taches au sein des granodiorites ou des tonalites à biotite.

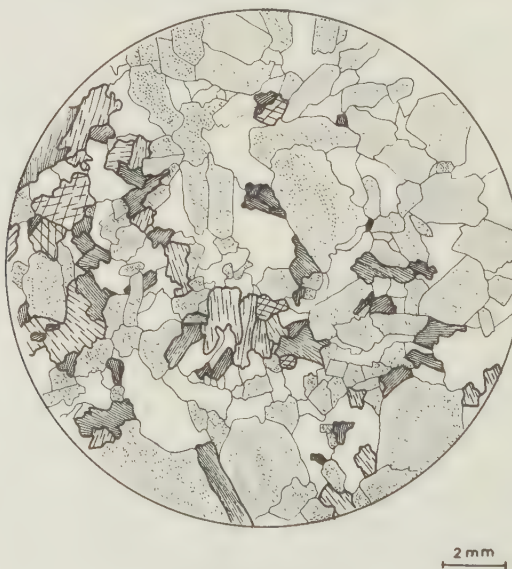


Fig. 61 - Tonalite à hornblende verte du massif du Pedroso (échant. 229)  
Lumière naturelle x5

D'après l'examen microscopique de l'échantillon 229 (1 km à l'W du Pedroso), cette roche est caractérisée par une texture grenue à plagioclases automorphes (fig. 61) ; les principaux constituants sont d'ailleurs les suivants :

|                  |                    |
|------------------|--------------------|
| Andésine         | Zircon             |
| Quartz           | Chlorite           |
| Biotite          | Epidote            |
| Hornblende verte | Magnétite          |
| Apatite          | Calcite secondaire |
| Sphène           |                    |

Les *plagioclases*, minéraux les plus abondants, sont largement cristallisés et présentent toujours une intense zonation, de type oscillatoire et à cœur généralement plus basique et corrodé par les zones enveloppantes. Ils ont une basicité assez élevée ; les teneurs en anorthite varient autour de 47 - 48 % en raison du zonage, parfois supérieures dans les cœurs (jusqu'à 52 % An) correspondant à des reliques de labrador, et atteignent 33 à 36 % en bordure des cristaux.

L'*amphibole*, qui avec la biotite, moule plus ou moins les plagioclases, se présente sous la forme de prismes légèrement allongés, groupés très souvent entre eux, et portant des traces fréquentes d'actions dynamiques et des cassures.

Les caractères optiques : ( $2 V_x = 70^\circ - 74^\circ$  ;  $Ng \wedge c = 15^\circ - 17^\circ$ ) permettent d'affirmer qu'il s'agit de hornblende verte à 40 % de Fe-Hornblende environ. Dans certains échantillons, tels que F 393 ou F 379/2, la hornblende verte possède un cœur de diopside ( $2 V_x = 59^\circ$  ;  $Ng \wedge c = 41^\circ$ ).

La *biotite* est souvent associée à la hornblende verte qu'elle tend à remplacer ; cette transformation s'accompagne parfois d'un développement d'apatite et d'épidote à proximité de ces agrégats de minéraux ferromagnésiens.

Le *quartz* constitue des cristaux ou des agrégats de cristaux engrenés, présents dans les interstices et les espaces situés entre les autres minéraux. Par endroits, sont visibles de nombreuses figures de remplacement ou de "corrosion" entre le quartz et les feldspaths.

Les tonalites à hornblende verte sont donc caractérisées par une plus forte basicité des plagioclases et l'existence de pyroxène ouraltisé. Les phénomènes de remplacement des amphiboles par la biotite et la présence de quartz mettent l'accent sur la parenté qui lie ce faciès à ceux que nous avons décrits plus haut, tonalites et granodiorites à biotite seule. L'enrichissement en silice et en potasse semble continu à travers tous ces types de roches.

#### 4 - Les filons de microgranites

Les filons de microgranites sont assez rares dans le massif du Pedroso et sont concentrés à proximité du granite de Ventas Quemadas, dans la région de l'Acebuchosa. Il s'agit d'une roche blanche à grains fins parmi lesquels s'individualisent des phénocristaux de plagioclases et de quartz.

Au microscope, la texture est nettement microgrenue, avec la composition minéralogique suivante :

|             |                     |
|-------------|---------------------|
| Plagioclase | Chlorite et Biotite |
| Quartz      | Apatite             |
| Orthose     | Epidote             |
| Albite      | Magnétite           |

Les phénocristaux les plus fréquents (0,15 cm) sont constitués par des plagioclases zonés automorphes (An = 25 %), très fortement altérés par de la séricite et un peu d'épidote. Leur bordure est très souvent lobée et renferme des inclusions arrondies de quartz.

Le quartz se rencontre aussi parmi les phénocristaux, toujours de très grande taille (0,5 cm), et de forme globulaire. Il est très abondant dans le fond de la roche où il forme une fine mosaïque (0,01 à 0,02 cm) avec quelques cristaux d'albite et d'orthose ( $2 V_x = 56^\circ$ ). Ce dernier minéral tend à se développer de préférence en bordure des phénocristaux de plagioclase et prend des allures poecilitiques.

La biotite, qui est presque complètement chloritisée, constitue aussi de grands cristaux (0,07 cm) de forme allongée et renferme d'abondants granules d'épidote et de leucoxène.

#### 5 - Les enclaves

Le massif du Pedroso renferme de nombreuses enclaves dont la nature varie suivant leur position géographique :

- près de la bordure orientale abondent des faciès gneissiques ;
- dans la région au SE de Nava Honda, des cornéennes pyroxéniques sont très fréquentes.

#### a) Les enclaves gneissiques

Elles sont parfaitement visibles dans les carrières des alentours du Pedroso, où elles se rencontrent sous la forme d'individus de petite taille ne dépassant pas 10 cm de diamètre. Elles sont constituées par des gneiss très feldspathiques, à structure rubanée de migmatites. Deux types pétrographiques peuvent d'ailleurs être distingués.

Les enclaves sombres, riches en mica noir ont une composition minérale simple : il s'agit d'un agrégat de plagioclase (An = 38 %) et de biotite ; le quartz est accessoire. La granulométrie est plus faible que celle des tonalites environnantes (0,05 cm), et la texture est litée, soulignée par l'orientation parallèle des paillettes de biotite. Le contact entre l'enclave et la roche encaissante se fait par une zone enrichie en biotite.

D'un autre côté, existent des faciès très quartzeux, à grains plus fins (0,03 cm), caractérisés par la présence de cordiérite. La composition minéralogique est la suivante :

|                                    |                      |
|------------------------------------|----------------------|
| Quartz                             | Cordiérite (pinnite) |
| Microcline                         | Zircon               |
| Oligoclase en très faible quantité | Apatite              |
| Biotite                            | Magnétite            |

A proximité du granite, la cordiérite disparaît presque complètement pour céder la place au microcline qui est plus largement cristallisé. Dans la carrière du Pedroso, ces faciès passent latéralement au granodiorite à biotite.

#### b) Les cornéennes pyroxéniques

Au SE de la ferme de Nava Honda, quelques travaux miniers et une carrière montrent un grand nombre d'enclaves, parfois de très grandes dimensions (plusieurs mètres cubes), dans des faciès granitiques leucocrates. Cette zone se situe à proximité d'un accident tectonique, et renferme quelques indices minéralisés de pyrite et d'hématite.

Les enclaves sont constituées par des cornéennes litées et rubanées de couleur assez claire, gris à verdâtre ; les grains qui forment ces roches sont très fins et leur confèrent un aspect compact et dur. Le rubanement est souligné par l'alternance de lits blanchâtres, verts et plus franchement noirs.

L'étude microscopique indique l'existence de zones riches en pyroxènes et en amphiboles dans une trame essentiellement quartzreuse. La composition minéralogique de ces cornéennes est la suivante :

|                      |                  |
|----------------------|------------------|
| Quartz               | Sphène           |
| Plagioclase          | Clinozoisite     |
| Diopside             | Apatite          |
| Hornblende bleu-vert | Minéraux opaques |

La taille des cristaux ne dépasse pas 0,2 mm ; la structure litée est accentuée par l'orientation des amphiboles suivant la linéation de la roche. L'amphibole bleu-vert se développe souvent entre les grains quartzo-feldspathiques qu'elle moule plus ou moins ; cependant il existe des aiguilles individualisées. Ses propriétés optiques sont assez remarquables :

|                             |                     |
|-----------------------------|---------------------|
| $2 V_x = 60-65^\circ$       | Z = bleu-vert foncé |
| $Ng \wedge c = 18-20^\circ$ | Y = vert-olive      |
| $Ng - Np = 0,024$           | X = jaune-d'or      |

Ces caractères pourraient correspondre à une hastingsite à 50 % environ de ferro-hastingsite (Deer, Howie et Zussman, 1963).

Les pyroxènes forment des lits verts, où ils se présentent en petits cristaux trapus, légèrement pléochroïques dans les teintes vert-jaunâtre. Dans certaines zones ils deviennent aussi abondants que les minéraux blancs quartz-feldspath.

Ces cornéennes sont très semblables à celles que l'on rencontre dans l'auréole métamorphique du massif, en particulier celles qui sont associées aux bancs calcaires.

### c) Les amas amphiboliques

Des amas amphiboliques, de couleur noire, sont "envahis" de façon diffuse par le matériel feldspathique qui donne le faciès normal des tonalites à hornblende et biotite. Ils apparaissent à l'heure actuelle sous la forme de zones mélanocrates incluses dans les tonalites. Ces faciès sont presque entièrement constitués par de la hornblende verte, avec un peu de plagioclase, extrêmement altéré par de la séricite et de l'épidote, et de sphène.

L'amphibole se présente en grands cristaux prismatiques, de plusieurs millimètres de longueur ; en lame mince, elle est légèrement colorée en vert-jaunâtre, assez fortement pléochroïque. Les autres caractères optiques :

$$\begin{array}{ll} 2 V_x = 76-77^\circ & Z = \text{vert-brun} \\ Ng \wedge c = 18^\circ & Y = \text{jaune-verdâtre} \\ \Delta n = 0,023 \text{ à } 0,024 & X = \text{incolore à jaunâtre} \end{array}$$

semblent correspondre à une hornblende verte commune, à 30 % de Fe-Hornblende.

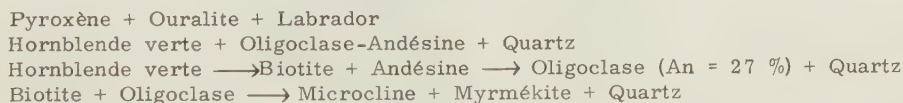
Ces enclaves mélanocrates apparaissent donc comme des ségrégations ultrabasiques d'amphiboles ; ces faciès ressemblent beaucoup à certaines amphibolites de l'auréole métamorphique, comme nous le verrons ultérieurement.

### 6 - Conclusions pétrographiques

La description des roches grenues, qui constituent le massif du Pedroso, met en évidence la granitisation d'un matériel basique préexistant. Tous ces faciès forment les étapes successives d'une évolution allant des tonalites assez basiques jusqu'à des granodiorites à phénoblastes de microcline. Comment se traduit minéralogiquement cette différenciation ?

De nombreux échantillons riches en amphiboles, conservent encore des reliques de pyroxène. L'ouralite qui provient de ce minéral correspond à une hornblende verte magnésienne. Il est logique d'associer à ces minéraux ferromagnésiens résiduels, les cœurs basiques (An = 50 %) des plagioclases, qui sont corrodés presque toujours par les enveloppes zonées plus riches en albite.

Dans un deuxième temps, l'ouralite se transforme à son tour en une hornblende plus ferrière, qui se retrouve également dans les enclaves mélanocrates ; simultanément, les plagioclases réagissent aux nouvelles conditions physico-chimiques, et leur composition tend à varier par l'intermédiaire de zonages de 45 % An à 27 % An. La roche présente alors un faciès de diorite, peut-être quartzifère. Apparaît ensuite la biotite qui remplace progressivement la hornblende verte. Il semble qu'il faille admettre l'existence d'une métasomatose potassique qui s'accroît dans les faciès granodioritiques avec le développement du microcline. En effet ce feldspath remplace plus tardivement les plagioclases à 27 % An, dont on retrouve des résidus à l'intérieur, et emprunte également une partie de ses constituants aux micas. Il faut souligner aussi l'analogie de ce microcline avec celui qui entre dans la constitution du granite du Garrotal. Ces variations peuvent donc se traduire de la façon suivante :



Cette évolution pétrographique explique la diversité des faciès qui constituent le massif du Pedroso, et auxquels s'ajoutent encore les nombreuses enclaves de cornéennes pyroxéniques et de gneiss riches en biotite. Dans cet ensemble, certaines roches se présentent avec une allure aberrante : ce sont les filons de microgranite et d'aplite qui recoupent les autres formations grenues. Nous verrons que, d'après leurs caractères pétrographiques, nous pouvons les rattacher au cortège filonien du granite rose de Ventas Quemadas.

### *LES GRANITES DE VENTAS QUEMADAS*

Le massif de Ventas Quemadas est constitué essentiellement par un granite rose, auquel s'associent des microgranites également roses et des aplites, abondantes dans les zones périphériques. Tous ces faciès forment un ensemble bien homogène et offrent sur le terrain des caractères de parenté évidente.

## 1 - Le granite rose

La majeure partie du massif est occupée par un granite à grands cristaux parmi lesquels le feldspath potassique se détache nettement. Ce minéral dont les individus atteignent des dimensions de l'ordre de 1 cm, est responsable de la couleur générale de la roche. Il est associé à des plagioclases de couleur blanche, parfois verdâtre, et à des grains globuleux de quartz, groupés en agrégats. Le seul élément noir visible à l'œil nu est la biotite qui se présente en tablettes clivées de 0,5 cm de diamètre.

Pour l'étude microscopique, nous prendrons comme exemple l'échantillon 538 provenant du thalweg du Parroso, 2 km à l'W de la station de Los Labrados. La texture de cette roche est largement grenue, caractérisée par un développement porphyrique des feldspaths potassiques. La composition minéralogique est la suivante (fig. 62).

|                          |           |
|--------------------------|-----------|
| Quartz                   | Apatite   |
| Plagioclase (Oligoclase) | Zircon    |
| Orthose                  | Epidote   |
| Biotite (Chlorite)       | Magnétite |

Les *plagioclases* sont du type oligoclase-andésine ( $An = 25$  à  $30 \%$ ), donnant des cristaux subautomorphes et très souvent zonés ; le cœur de ces cristaux est alors plus basique ( $An = 35 \%$ ), et a subi des phénomènes d'altération en séricite, épidote, calcite et chlorite. Ces feldspaths ont des contours corrodés et possèdent des couronnes très limpides d'albite ; ils sont également traversés par des veinules aux bords irréguliers de matériel albitique qui les remplace.

Le *quartz* se présente soit sans forme régulière, moulant ainsi les plagioclases, soit en cristaux arrondis, presque automorphes et de grande taille. Les actions mécaniques subies par le granite ont entraîné son extinction onduleuse et même des torsions avec cassures.



Fig. 62 - Granite rose du massif de Ventas Quemadas (échant. 538)  
Lumière naturelle x5

Les cristaux d'*orthose* sont rarement automorphes ; certains ont un développement interstitiel entre les autres minéraux. La macle de Carlsbad est fréquente dans les individus de grande taille. Les perthites sont très abondantes, et appartiennent à deux types structuraux : des *films* fins et réguliers, dont l'épaisseur est très faible (0,001 mm), traversent de part en part le cristal-hôte et sont orientés de façon remarquable parallèlement au plan  $(\bar{2}01)$ . A cette fine structure, se surimposent des *veines irrégulières*, plus larges et très abondantes, recoupant obliquement les films ; elles ont parfois des formes en escalier, ou donnent naissance ailleurs à des petits individus d'albite noyés dans la masse d'orthose. De même entre les cristaux jointifs d'orthose ou le long de la surface d'association des individus maclés, se développent des *perthites engrenantes*, sorte de ciment constitué par de petits grains d'albite.

L'élément coloré de ce granite est représenté par une *biotite* ( $2 V_x = 13^\circ$  ;  $N_g = 1,635$  ;  $\Delta n = 0,050$ ) très fortement pléochroïque dans les tons bruns. Elle constitue de grandes tablettes allongées, qui sont affectées çà et là par des torsions. Son altération en chlorite est très irrégulière et intéresse de façon capricieuse certaines lamelles de clivages, entre lesquelles des loupes d'épidote ont souvent cristallisé. La biotite renferme peu d'inclusions pléochroïques.

Quelques cristaux d'*apatite*, de grande taille relativement, se rencontrent dans ce granite qui est moins riche en zircons que les tonalites du Pedroso.

Le massif de Ventas Quemadas apparaît donc constitué par un granite calcoalcalin, dont la composition minéralogique comporte des différences et aussi des analogies avec celle des tonalites et des granodiorites du Pedroso. En effet, les plagioclases, à tendance automorphe et zonée, rappellent beaucoup ceux des faciès précédents, même du point de vue de la composition ; mais les mâcles sont moins complexes. Quant aux feldspaths potassiques, ils diffèrent franchement des phénocristaux, très poecilites des granodiorites, qui renferment du microcline. De plus, les perthites n'ont pas les mêmes formes dans les deux gisements : *films* et grandes veines dans le granite rose, *strings* et veines peu développées dans les granodiorites. Nous reviendrons plus loin sur ces comparaisons.

## 2 - Les faciès microgrenus

Le massif de Ventas Quemadas renferme de nombreuses roches microgrenues, particulièrement abondantes dans la Loma de Fuente-Herrero et près de la gare de Los Labrados. Elles se présentent en taches diffuses et sans forme définie au sein du granite rose et en filons à bords francs et nets (planche V, fig. 2 et 3). Ces microgranites ont une diversité très grande, due à la variation continue de leurs caractères pétrographiques et texturaux, dans une gamme allant depuis des microgranites largement cristallisés jusqu'à des rhyolites vraies. Aussi décrivons-nous ces faciès de façon globale en mettant en évidence leur sens d'évolution.

Macroscopiquement, ces microgranites apparaissent généralement comme des roches de couleur brun-rosé. La composition minéralogique varie assez peu, contrairement à la texture. Dans une première catégorie, le microgranite est caractérisé par des phénocristaux d'orthose, de biotite et parfois de plagioclase gris-blanc, dont les dimensions ne dépassent guère 5 mm. Ces phénocristaux sont noyés dans une masse cristalline fine dont les constituants sont visibles à l'œil nu. Ce faciès présente localement une allure aplitique lorsque la taille des cristaux de la matrice augmente et qu'apparaissent quelques paillettes de mica blanc. A l'opposé, existent des types de microgranite dont la "pâte" présente une cristallinité moins nette à l'œil nu et pour laquelle il est nécessaire de faire appel au microscope pour l'identifier. La confusion avec des rhyolites est possible sur le terrain.

Le microgranite le plus largement cristallisé, dont un exemple représentatif est fourni par l'échantillon 407/2 (Arroyo del Quejigo), est caractérisé par la composition minéralogique suivante :

|                        |           |
|------------------------|-----------|
| Quartz                 | Chlorite  |
| Orthose                | Apatite   |
| Oligoclase (An = 28 %) | Zircon    |
| Biotite                | Rutile    |
| Muscovite              | Magnétite |
| Epidote                |           |

Les cristaux du fond de la roche ont une taille moyenne d'environ 0,2 mm. Les phénocristaux les plus courants (2 à 3 mm de diamètre) sont constitués par de l'orthose et du quartz ; la biotite et l'oligoclase sont plus rares.

Il est possible de distinguer, d'après l'étude microscopique, un deuxième type de microgranite qui se différencie du précédent par les caractères suivants :

- existence de micropegmatite, plus ou moins graphique, intéressant de grands cristaux d'orthose. Cette texture se développe parfois autour de plages de quartz corrodé.
- les phénocristaux sont moins largement représentés.
- la muscovite devient prépondérante sur la biotite.

Il semble en outre que les feldspaths potassiques soient plus abondants que dans le cas précédent. Ces minéraux se présentent souvent avec des sections carrées, possédant plus rarement la mâcle de Carlsbad ; mais leurs propriétés optiques sont analogues à celles de l'exemple précédent. Les plagioclases sont de

deux sortes : oligoclase à 25 % An, dont les cristaux sont très altérés et remplacés par du quartz globulaire ; albite (An = 2 %) en grains plus petits et le plus souvent limpides.

Ces variations pétrographiques, à partir du premier type décrit de microgranite, s'intensifient encore dans certains faciès (échantillon 545 par exemple), dans lesquels la texture est plus franchement microgrenue, et la pâte plus finement cristallisée. Cette roche possède des phénocristaux automorphes de quartz, de plagioclase (altéré en séricite) et d'orthose, autour desquels se développe une "pâte" composée de micropegmatite graphique, plus fine que dans le cas précédent, d'albite en grains subautomorphes et de muscovite en grands cristaux interstitiels, à tendance poecilitique. La biotite est en quantité inférieure à la muscovite.

Tous ces faciès de microgranites ont une répartition hétérogène ; il n'est pas rare d'observer, dans une même plaque mince, des variations de texture correspondant aux différents types que nous venons d'identifier. Certains échantillons montrent même le passage du microgranite à biotite et muscovite au granite rose à orthose, dans lequel existent encore des micropegmatites largement cristallisées près du contact.

En résumé, les faciès microgranitiques du massif de Ventas Quemadas font apparaître une évolution vers des textures de plus en plus microgrenues et fines, en même temps qu'une variation dans la composition minéralogique avec la présence de muscovite et d'albite. Cette tendance se poursuit jusqu'à des faciès franchement rhyolitiques.

### 3 - Les rhyolites

Sur la bordure orientale, le massif de Ventas Quemadas renferme des filons de rhyolite, abondants dans la région du Château de la Mulba et du Blanquillo. Nous décrirons les matériaux d'un filon de cette dernière localité (échantillon 317).

Ce filon est constitué par une rhyolite de couleur rose, à cassure conchoïdale et esquilleuse. Dans une pâte fine et rose, s'individualisent des cristaux de quartz très limpide et d'orthose fortement kaolinisée ; leurs dimensions ne dépassent pas 3 à 4 mm en moyenne. Quelques paillettes de mica noir se rencontrent çà et là.

L'examen microscopique fait apparaître une texture microlitique sphérolitique, correspondant sans doute à une dévitrification de la pâte originelle. Les phénocristaux les plus remarquables sont formés de quartz et d'orthose, en individus toujours automorphes.

Quelques phénocristaux d'oligoclase (An = 20 à 25 %), extrêmement altérés en séricite et même muscovite, et de biotite, le plus souvent chloritisée et renfermant des granules d'épidote et quelques zircons automorphes, s'ajoutent aux précédents.

La pâte microlitique de la roche est caractérisée par des sphérolites qui montrent, quand ils sont d'assez grande taille, une disposition zonaire des minéraux constituants. Le centre est occupé par un agrégat de quartz, dont les cristaux sont agencés comme un damier, et sont ponctués finement par des produits limoniteux et "sériciteux" en individus très fins. Tout autour une zone fibroradiée semble formée de quartz et de feldspath, sans doute de l'albite. Enfin le sphérolite se termine par une couronne d'albite en grains plus trapus, associés parfois à un peu de quartz.

Ces faciès volcaniques ont des caractères communs avec les microgranites roses décrits antérieurement. Ils passent d'ailleurs insensiblement à des formes microgrenues au sein d'un même filon (échantillon 317/4 par exemple). Les feldspaths potassiques ont des compositions identiques dans tous ces faciès ; les orthoses des rhyolites sont cependant dépourvues de perthites en films.

### 4 - Les aplites

La bordure sud ouest du massif de Ventas Quemadas, entre les collines du Pino et la maison de Peones Camineros sur la route de Castilblanco de los Arroyos à El Pedroso, est constituée par des aplites de couleur blanche, à grains fins et très pauvres en minéraux colorés. Elles présentent un débit très typique en parallélépipèdes, dont les joints sont souvent imprégnés de limonite. Les minéraux reconnaissables à l'œil nu sont essentiellement le quartz qui est très abondant et l'orthose ; de temps en temps il est possible de discerner quelques paillettes de muscovite.

L'étude microscopique fait apparaître la composition minéralogique suivante :

|             |                    |
|-------------|--------------------|
| Quartz      | Apatite            |
| Orthose     | Zircon             |
| Plagioclase | Ilménite-Rutile    |
| Muscovite   | Magnétite          |
| Chlorite    | Calcite secondaire |

La texture est grenue fine, la taille des cristaux étant de 1 à 2 mm en moyenne. Le quartz est xénomorphe, à extinction onduleuse, moulant plus ou moins les autres minéraux. Les cristaux d'orthose ( $2 V_x = 60^\circ$ ) ont des formes peu définies, et des tailles souvent supérieures à la moyenne (jusqu'à 3 mm). Ils sont souvent altérés en kaolinite et imprégnés de limonite. A leur intérieur existent des perthites en taches, qui prennent souvent une grande extension par coalescence et remplacent en partie le feldspath potassique. Ce phénomène d'albitisation se développe aussi en dehors de l'orthose (mais souvent à proximité) et se traduit par la présence de cristaux limpides d'albite ( $An = 5\%$ ) ; le feldspath potassique renferme alors d'abondantes inclusions arrondies de quartz en bordure du cristal. Il existe une autre génération de plagioclase, sans doute plus ancienne : il s'agit d'oligoclase ( $An = 20\%$ ) dont les individus sont corrodés par l'orthose et le quartz, et dont l'altération en séricite et calcite contraste fortement avec la limpidité de l'albite.

L'aplite est parsemée de petites paillettes de muscovite, à extinction parfaitement droite et qui sont associées parfois à de la chlorite riche en inclusions opaques, et de zircons. Enfin l'ilménorutile, en granules brun-jaunâtre très petits et groupés, représente le minéral accessoire le plus important.

Ces faciès aplitiques se développent souvent de façon irrégulière à l'intérieur du granite rose, pour former des taches, en bordure desquelles se dessine généralement un enrichissement relatif en biotite, en fines paillettes plus ou moins orientées. Ces aplites se distinguent donc du granite normal du point de vue minéralogique par la présence de la muscovite et une proportion plus grande en quartz et en albite. Elles correspondent à des faciès marginaux où les phénomènes tectoniques ont été très marqués et ont affecté la composition minérale.

## 5 - Conclusions pétrographiques

De l'étude pétrographique précédente, il est possible de dégager les caractères généraux du massif de Ventas Quemadas. Tout d'abord le matériel qui constitue la majeure partie de ce batholite est un granite à orthose, de composition "homogène" d'une localité à l'autre. Aucune enclave (xénolithe) mélanocrate ou gneissique ne se rencontre en son sein. Les seules variations minéralogiques ne sont visibles que sur les bordures et dans les zones fortement tectonisées (région de Fuente-Herrero) où prédominent des aplites blanches. Cette différenciation correspond au développement, à la suite des actions dynamiques, d'un assemblage minéral albite-muscovite-quartz, qui remplace les minéraux préexistants, tels que l'orthose ou la biotite.

Le granite rose de Ventas Quemadas est aussi caractérisé par l'abondant cortège filonien qui l'accompagne. Ces faciès sont représentés par des microgranites et des rhyolites qui traversent même les terrains paléozoïques encaissants et les tonalites du Pedroso. De composition sensiblement analogue à celle du granite, ils s'en distinguent par la tendance plus marquée à l'albitisation des plagioclases (oligoclase) et de l'orthose ; cette évolution peut s'accompagner du développement de muscovite.

A côté du caractère intrusif très net et des manifestations sub-volcaniques qui marquèrent la fin de sa mise en place, la présence d'orthose et non de microcline confère son originalité au massif de Ventas Quemadas, qui se différencie nettement des autres batholites de la région étudiée.

## L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE

Le massif cristallin du Pedroso - Ventas Quemadas est entouré par une auréole métamorphique dont la largeur dépasse par endroits 2 km. Elle est surtout bien représentée le long des bordures occidentale et orientale, car l'existence de contacts anormaux au N et au SW du batholite provoque sa disparition plus ou moins complète. La pétrographie de ces faciès métamorphiques fait l'objet d'une étude particulière (Fabriès, 1963), dont nous ne reproduisons ici que les données susceptibles d'éclaircir les modalités de ces granitisations.

Le métamorphisme de contact intéresse des formations essentiellement cambriennes, qui correspondent aux niveaux supérieurs des couches du Tambor et aux couches de Campoalla. Les sédiments calcaires des couches de Campoalla sont très abondants autour du massif du Pedroso, qui contient en son sein de nombreuses enclaves, de même nature que les faciès de l'auréole métamorphique. Le tableau XLI résume les compositions minéralogiques des différentes roches de l'auréole, dans laquelle deux zones ont pu être distinguées. La zone externe, caractérisée par des schistes tachetés, renferme des assemblages stables dans le faciès cornéenne à albite-épidote ; dans la zone interne les roches présentent, au contraire, des associations caractéristiques du faciès cornéenne à hornblende.

Tableau XLI  
Compositions minéralogiques des roches de l'auréole métamorphique

| Formations<br>paléozoïques        | AURÉOLE          |                  | ZONE DE CONTACT |
|-----------------------------------|------------------|------------------|-----------------|
|                                   | externe          | interne          |                 |
| <i>Série<br/>schisto-gréseuse</i> | "Chiasolite"     | Andalousite      | — — —           |
|                                   |                  |                  | Sillimanite     |
|                                   |                  | Cordiérite       |                 |
|                                   | Albite           |                  | Oligoclase      |
|                                   | Biotite          |                  |                 |
|                                   | Chlorite         | Tourmaline       |                 |
|                                   | Quartz           |                  |                 |
| <i>Série<br/>carbonatée</i>       | Calcite          |                  |                 |
|                                   | Chlorite         |                  |                 |
|                                   | Epidote          |                  |                 |
|                                   | Trémolite        | Hornblende       |                 |
|                                   |                  | Diopside         |                 |
|                                   |                  |                  | Wollastonite    |
|                                   |                  |                  | Grenat          |
|                                   |                  |                  | Biotite         |
|                                   |                  | Dipyre           | Scapolite       |
| <i>Roches<br/>basiques</i>        |                  | Quartz           |                 |
|                                   | Hornblende bleue | Hornblende verte |                 |
|                                   |                  | aciculaire       | trapue          |
|                                   | Albite           | Andésine         |                 |
|                                   | Epidote          |                  |                 |
|                                   | Chlorite         | Biotite          |                 |
|                                   |                  | Quartz           |                 |

Etant donné les constitutions si différentes du massif du Pedroso et de celui de Ventas Quemadas, est-il possible d'établir des distinctions entre les faciès métamorphiques au contact de chacun d'eux ? La différence la plus nette apparaît pour les cornéennes feldspathiques, qui sont caractérisées, autour du granite rose, par des cristaux automorphes de cordiérite et par l'existence d'orthose. La bordure du massif du Pedroso ne renferme pas de telles formations, dont l'équivalent est représenté par des cornéennes à andalousite ou à cordiérite "spongieuse".

Les faciès calcaires présentent les associations minérales wollastonite-quartz-calcite et scapolite-labrador-calcite au contact du granite de Ventas Quemadas ; ces paragenèses n'existent pas dans les calcaires bordant le massif du Pedroso.

Les conditions de métamorphisme ont été probablement différentes autour des deux ensembles granitiques. Elles semblent correspondre dans les deux cas au faciès cornéenne à hornblende défini par F. Turner et J. Verhoogen (1960), étant donné par exemple l'absence de pyroxène orthorhombique dans les roches basiques et de périclase dans les calcaires. Cependant dans l'auréole de Ventas Quemadas, la formation de wollastonite, coexistant avec le quartz et la calcite, permet de placer cette association à l'étage 6 (step 6) de N. L. Bowen (1940). La présence de scapolite dans ce même faciès laisse prévoir une pression partielle de CO<sub>2</sub> relativement élevée au moment du métamorphisme (Shaw, 1960) et dont la valeur était voisine de celle de la pression lithostatique.

Ces considérations sont susceptibles de nous renseigner sur la température, en comparant avec les résultats expérimentaux de R.I. Harker et O.F. Tuttle (1956) : la limite supérieure de cette température serait d'environ 700°. Or si nous supposons l'existence d'une pression égale à 1000 bars, pouvant correspondre à une couverture d'au moins 3 500 m (valeur tout à fait en accord avec les données stratigraphiques), nous pouvons évaluer cette température à 650° environ.

Les paragéneses calciques de l'auréole du Pedroso se situent au contraire au-dessous de l'étage 6 de N.L. Bowen. Comme nous pouvons faire les mêmes hypothèses que dans le cas précédent, au sujet des conditions de pression<sup>(1)</sup>, nous estimons que la température avait une valeur plus faible. L'existence de diopside dans ces formations permet d'en trouver une limite inférieure, soit 450°, d'après les études thermo-dynamiques de W.F. Weeks (1956). Il semble donc raisonnable d'admettre une température moyenne de l'ordre de 500 à 550°, dans la zone de contact du Pedroso.

Les roches ainsi métamorphisées, dans les conditions que nous venons d'estimer, ont subi ultérieurement des transformations métasomatiques. La cristallisation de minéraux riches en hydroxyles a suivi la mise en place du granite de Ventas Quemadas et s'est produite souvent à la faveur des accidents tectoniques qui ont morcelé sa bordure. Les skarns de Nava Lazaro auraient ainsi cicatrisé les intersections de deux systèmes de cassures, NNW-SSE et WSW-ENE respectivement. La formation de minéraux tels que clinocllore, épidote, prehnite, tourmaline et fluorine nécessite sans doute des conditions de basse température, de l'ordre de 300 à 350°, et implique aussi une valeur élevée des pressions partielles de H<sub>2</sub>O et des éléments "minéralisateurs" (F, B, Cl). Cette phase "hydrothermale" et minéralisatrice peut être reliée avec les mouvements tectoniques qui ont provoqué les différents chevauchements vers le Sud Ouest, après la phase orogénique principale, anté-wesphalienne.

## CONCLUSIONS

L'étude précédente permet d'attribuer une origine métasomatique et syntectonique aux granodiorites et tonalites du Pedroso, qui se sont mises en place au sein des terrains cambriens, plus spécialement dans les couches de Campoalla, sous la forme d'un corps allongé NW-SE, à pendage vers le Sud Ouest.

La nature pétrographique des faciès les plus basiques (tonalites à hornblende) est très comparable à celle des diorites quartzitiques du massif de Lora del Rio : composition minéralogique sensiblement analogue, plagioclases à 47 % An, un peu plus zonés cependant dans le massif du Pedroso.

Le granite de Ventas Quemadas, au contraire, montre des caractères post-tectoniques, par rapport à la phase orogénique majeure de la région, d'âge anté-wesphalien. Sa formation s'est accompagnée de manifestations subvolcaniques, telles que des filons de microgranite, présentant tous les caractères pétrographiques du granite rose, et s'est effectuée dans des conditions de température plus élevée que celle des granodiorites du Pedroso.

L'étude des feldspaths potassiques (voir chap. III, p. 219) mettra en évidence cette différence entre les températures de formation, que nous pouvons estimer à 500° et 650° respectivement. D'autre part, l'étude des associations minérales des deux auréoles métamorphiques, qui sont stables dans le faciès *cornéenne à hornblende*, nous a permis d'aboutir aux mêmes valeurs. Si nous admettons l'hypothèse formulée par P. Laffitte (1958) sur la propagation de la chaleur au voisinage des batholites, "ces températures, valables pour les niveaux carbonatés, le sont aussi pour le granite".

Ces deux granitisations successives ont eu lieu dans des conditions différentes : au caractère métasomatique de la première, dans un domaine de pleine effervescence orogénique, s'oppose le caractère magmatique de la seconde qui aboutit à la mise en place de roches microgrenues et même microlitiques. L'apparition de ce matériel volcanique a dû se produire au fur et à mesure de la montée du batholite de Ventas Quemadas dans des niveaux de plus en plus superficiels. Cette ascension fut sans doute favorisée par les mouvements tectoniques post-wesphaliens, qui ont entraîné le chevauchement, en général vers le Sud Ouest, des unités déjà formées et mécaniquement différentes. Ce corps chaud, à des niveaux de pression plus faible, a donné naissance à des manifestations volcaniques locales, dont la formation fut facilitée aussi par une pression partielle en H<sub>2</sub>O relativement élevée, comme semblent l'indiquer les phénomènes "hydrothermaux" fréquents dans les roches métamorphiques environnantes.

-----  
(1) Pression des fluides à peu près égale à la pression lithostatique (formation de dipyre par exemple).



## CHAPITRE II

# LE MASSIF GRANITIQUE DU GARROTAL

### ÉTUDE DES GISEMENTS

#### 1 - Localisation et extension

Le massif granitique du Garrotal est situé entre l'anticlinal du Tambor et la zone médiane. Il a la forme d'un coin, allongé suivant la direction NW-SE, depuis l'hacienda de Peñalevanto à l'Est (près du Guadalbarcar), où se trouve la pointe, jusqu'à la Sierra del Pedroso, au Nord Ouest. Sa longueur est d'environ 25 km et sa largeur atteint un maximum de 4,5 km dans la région du Pedrochal.

A l'Ouest, les affleurements de granite se répartissent en deux domaines enserrant un compartiment de sédiments paléozoïques, qui s'élargit pour former la Sierra del Pedroso. Cette zone cambrienne s'amincit régulièrement vers l'Est jusqu'au Barbacal, où elle n'a plus que 20 m de puissance.

La bande granitique du Sud s'ennoie sous les sédiments cambriens à proximité du Huesna ; celle du Nord se termine en pointe vers le Nord Ouest, à 1 km de la Fábrica del Pedroso, le long d'une ligne de chevauchement vers le Nord.

Les affleurements granitiques réapparaissent au NW de la Fábrica del Pedroso pour former une lame étroite (1 km de large) qui correspond à la continuation de la bande septentrionale du Garrotal et qui borde au Nord la Sierra del Pedroso, dans la vallée de l'arroyo de San Pedro et les hauteurs de l'Atalayuelas jusqu'au Tamujar.

#### 2 - Description des affleurements

Le granite du Garrotal affleure dans une région dont la topographie comporte des reliefs faiblement ondulés. Cette surface correspond en effet à celle de la pénéplaine anté-miocène, à quelque chose près, comme semblent l'indiquer les lambeaux encore existants de la couverture de dépôts miocènes (cuvette de Majalimar). Les roches sont par conséquent très souvent arénisées et n'affleurent en général que sous la forme de boules éparses sur le sol. Cependant l'arroyo Bonagil et l'arroyo de la Villa ont réussi à décaper la zone d'altération superficielle et fournissent ainsi de bonnes coupes.

La nature pétrographique influe également sur l'abondance et la forme des affleurements. Par exemple, les faciès microlitiques et microgrenus donnent des reliefs plus accentués, où les pointements rocheux sont très abondants (Pedrochal, 461 m - Jarosa, 450 m). Un phénomène analogue caractérise la bande de sédiments cambriens, pincés longitudinalement au sein du batholite ; ces roches sont en effet très broyées et silicifiées, et sont en relief par rapport au granite environnant.

#### 3 - Analyse tectonique et structurale

Le granite du Garrotal étant un massif à bords francs, comment se présentent ses contacts avec les terrains encaissants ?

##### a) La bordure méridionale

Depuis la Ribera de Huesna jusqu'à la cuvette de Majalimar, le contact entre le granite et les formations cambriennes se fait suivant une ligne de chevauchement, pendant fortement vers le N/E. Un banc de calcaire cristallin a servi d'assise à cet accident et constitue la ligne des hau-

teurs de Dos Hermanas. Le Bonagil a creusé sa vallée à travers cette barre et permet ainsi l'observation de ce contact anormal (fig. n° 63). A proximité de cet accident, le granite est extrêmement broyé, et de nombreux indices de minéralisation peuvent être relevés (pyrite, chalcoppyrite dans une gangue de quartz).

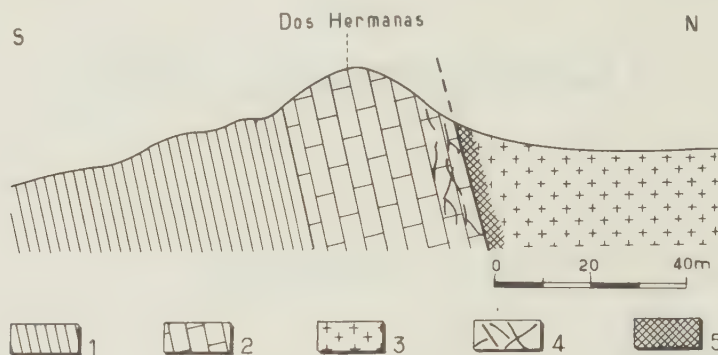


Fig. 63 - Coupe à travers le chevauchement de Dos Hermanas

- |                          |                                 |
|--------------------------|---------------------------------|
| 1. Schistes cambriens    | 4. Zone minéralisée en oligiste |
| 2. Calcaires cristallins | 5. Mylonites                    |
| 3. Granite du Garrotal   |                                 |

A l'Ouest de Dos Hermanas, dans la vallée du Huesna, la bordure du granite n'est pas d'origine tectonique. Seule l'affecte une petite faille de direction N 20°E, contre laquelle vient buter la grande faille limitant, au Sud, la Sierra del Pedroso. Au N de ce dernier accident, qui passe dans la vallée du Huesna à 350 m en amont de la Casa Chaparral, se rencontrent quelques pointements de pegmatite et de granite écrasé ; il n'en existe pas au Sud.

Le chevauchement de Dos Hermanas se retrouve à l'E du bassin de Majalimar, et constitue le contact entre le granite et les formations paléozoïques ; de direction générale E-W dans cette région, il coupe obliquement les structures NW-SE de la zone médiane. Les rapports granite - terrains sédimentaires ne sont cependant pas aussi simples que le montre la carte de la région, car de nombreux gisements de microgranite et d'aplite, plus ou moins écrasés, traversent les formations cambriennes, et, comme elles, ont été affectés ensuite par les mouvements hercyniens tardifs.

#### b) La bordure septentrionale

La limite nord du massif granitique du Garrotal a une direction générale NW-SE, par conséquent parallèle à celle des axes de plissements des sédiments cambriens. Les pendages des formations sédimentaires à proximité du granite sont inclinés vers le Sud Ouest, c'est-à-dire vers le granite. De même, nous avons noté de nombreuses traces de broyage en bordure du massif, et parfois l'existence de zones mylonitisées, particulièrement visibles sur la route de Constantina au Pedroso, et dans l'arroyo de la Vibora. Il semble donc que le massif granitique ait joué par rapport aux terrains cambriens encaissants, après sa formation et sa mise en place, sans que ces mouvements aient eu l'importance de ceux qui affectent la bordure méridionale. Aussi ne parlerons-nous pas de chevauchement important du granite sur les formations cambriennes du Tambor vers le Nord.

Mais l'existence de ces mouvements ultérieurs à la phase de granitisation explique peut-être l'absence ou la faible extension du métamorphisme de contact des sédiments environnants.

#### c) La structure de la zone cambrienne du Pedrochal

La zone cambrienne du Pedrochal est constituée par les couches de Campoalla (schistes, grès à ciment calcaire...), renfermant un banc étroit de calcaire cristallin, très imprégné en oligiste, au contact du granite. L'étude des gisements montre nettement le chevauchement vers le Nord Est de ces terrains paléozoïques sur le massif granitique (fig. 64). Dans toute cette zone, les terrains cambriens ont été légèrement métamorphisés, ce qui est surtout net pour les faciès carbonatés.

Au niveau du Pedrochal, le chevauchement précédent est décroché vers le Nord Est par une faille de direction N 65°E, au-delà de laquelle réapparaît la bande cambrienne (large de 100 m). A l'E de la route de Lora del Rio à Constantina, la zone sédimentaire s'amincit extrêmement et

cède la place à une bande de roches silicifiées et de quartz laiteux dans la région de Peñalevanto, soulignant l'existence du chevauchement.

#### d) Les relations granite - microgranite

Il est très difficile de se faire une idée exacte des relations originelles entre les microgranites et le granite, car ces deux formations ont été cassées et même broyées après leur mise en place. Les roches microgrenues recoupent le granite, ainsi que les terrains sédimentaires encaissants. Ce phénomène est très net dans la région du Pedrochal où les microgranites sont intrusifs dans les formations cambriennes.

La plupart des affleurements microgranitiques sont affectés par des traces de broyage intense, allant jusqu'à leur conférer une structure orientée, dont les directions sont parallèles à celles des surfaces de chevauchement. De nombreux filons de quartz, dont les directions oscillent entre N 70°E et N 80°E, se rencontrent au sein des massifs microgranitiques importants, en particulier au S de la Casa de Cordero ; ces directions semblent correspondre aux différents accidents transverses qui se greffent plus ou moins en arrière des zones de glissement.

#### e) La structure de la lame granitique de l'Atalayuelas

Cette lame de granite chevauche vers le Nord les couches de Tambor qui constituent l'anticlinal du Reventones, suivant une surface de direction sensiblement E-W. D'autre part, le chevauchement qui limite au Nord la bande cambrienne du Pedrochal, traverse le Huesna à la Fábrica del Pedroso et se poursuit vers le Nord Ouest le long de la vallée du San Pedro. Il recoupe donc en diagonale cette lame de granite, et constitue une zone broyée assez caractéristique, visible parfaitement sur la route du Pedroso à Cazalla de la Sierra, près de la borne 8,5 km. Le compartiment granitique situé au SW de cet accident est très riche en enclaves mélanocrates, en particulier de roches basiques transformées (échantillon 140).

### 4 - Structure générale du massif

Pour résumer cette étude de terrain, nous allons passer en revue rapidement les différents accidents qui intéressent le massif du Garrotal :

- le *chevauchement de Dos Hermanas*, à pendage N, qui limite le massif granitique au Sud.

- Dans la zone cambrienne médiane, l'*accident du Pedrochal*, à pendage SW, qui s'étend depuis l'Atalayuelas jusqu'à Peñalevanto, avec un léger décrochement par une faille de direction SW-NE dans la région du Pedrochal, constitue la limite septentrionale d'un compartiment de sédiments cambriens (Sierra del Pedroso).

- Au Nord, le *chevauchement de l'Atalayuelas*, incliné vers le Sud, à direction sensiblement E-W. De plus, la bordure septentrionale du massif granitique montre de nombreuses traces de broyage et, sans avoir l'ampleur ni l'importance des accidents précédents, semble correspondre à une zone de léger chevauchement du granite sur les couches de Tambor situées au Nord.

Du fait de l'existence de ces grands accidents qui ont modelé la forme du batholite granitique lors de sa mise en place dans les formations cambriennes, il est difficile de se faire une idée de ses relations originelles avec les terrains encaissants. Cependant, nous pouvons admettre un caractère syntectonique de ce massif, d'après l'étude de sa bordure septentrionale.

Comme nous l'avons déjà indiqué, ces lames de granite sont situées sur l'emplacement de la charnière tectonique le long de laquelle la zone lorène a chevauché sur le compartiment nord. Le granite relativement plastique a pu servir de "glisseur" à ce mouvement. La bande méridionale de Garrotal correspondrait alors à une écaille qui aurait été soulevée et qui serait venue glisser sur la bande septentrionale, coïncant ainsi le compartiment cambrien de la Sierra du Pedroso et du Pedrochal. Quant à la bande septentrionale, elle n'aurait franchement chevauché vers le Nord que dans la région de l'Atalayuelas, tandis qu'au N du Pedrochal, elle n'aurait subi qu'une sorte de basculement, de torsion, la roulant simplement sur les couches de Tambor sans la décoller franchement de celles-ci. Autrement dit, cette lame de granite aurait été le siège d'un mouvement de rotation, la bordure sud ayant été broyée de façon plus intense que la bordure nord, au contact du Cambrien. (voir fig. 64).

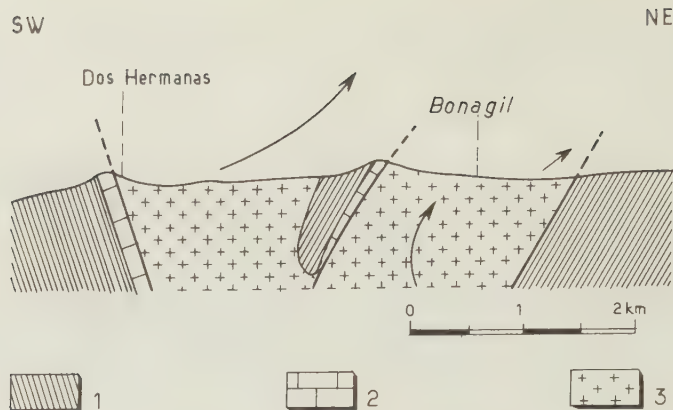


Fig. 64 - Coupe générale à travers le massif du Garrotal

1. Cambrien - 2. Calcaire cristallin - 3. Granite

Les flèches évoquent les mouvements du massif granitique

## ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FACIÈS GRANITIQUES

Le massif du Garrotal est constitué en majeure partie par un granite calco-alkalin à biotite, que recoupent des pitons de microgranites. Cependant ce faciès normal présente d'abondantes variations que nous allons décrire sous les rubriques suivantes :

- le granite à tendance porphyroïde
- le granite à deux micas, renfermant souvent des enclaves
- les faciès aplitiques, très fréquents sur la bordure méridionale du batholite.

### 1 - Le faciès normal : le granite à biotite

Le faciès le plus courant dans le massif du Garrotal présente très souvent une arénisation assez poussée ; aussi est-il assez difficile de prélever des échantillons frais. Lorsque ces roches ont subi des déformations plus ou moins intenses à la suite des mouvements tectoniques, elles affleurent mieux du fait des recristallisations siliceuses dont elles font l'objet.

Macroscopiquement, la roche est à grains assez gros (de 0,5 cm environ), et de couleur blanc-grisâtre. Elle est formée par du quartz assez laiteux, finement granulé, associé à des feldspaths très blancs, qui constituent les plus gros éléments de la roche. La biotite est le seul minéral noir visible à l'œil nu, généralement en paillettes de 5 mm de large.

L'étude microscopique révèle la composition minéralogique suivante :

|            |         |
|------------|---------|
| Quartz     | Biotite |
| Oligoclase | Apatite |
| Microcline | Zircon  |

D'autres minéraux, dont la présence est sporadique d'un échantillon à l'autre, se rencontrent en quantités moins importantes.

Rutile (sagénite)  
Sphène  
Clinozoisite  
Allanite,

ces deux derniers étant fréquents dans les zones fortement broyées.

Le quartz est assez abondant ; il apparaît en larges cristaux xénomorphes ou en agrégats constitués de plusieurs cristaux engrenés, qui semblent occuper les vides laissés par les autres minéraux. Il est très sensible aux actions mécaniques subies par la roche, et présente toujours des extinctions onduleuses ; lorsque

ces actions ont été plus énergiques, le quartz prend un aspect lamellaire ou écaillé, avant de se granuler plus finement.

Les *plagioclases* sont, au contraire, automorphes, et se présentent en général avec des sections rectangulaires ou parallélogrammes. Ces cristaux ont parfois des tailles élevées (0,5 à 1 cm) et sont allongés suivant l'axe [100]. La teneur en anorthite de ces plagioclases qui sont zonés oscille entre 17 % et 28 %. L'étude de quelques sections parallèles au plan (010) a mis en évidence l'existence de trois zones, séparées par des limites nettes :

- un cœur plus basique à 30 - 35 % An, qui est le siège d'une altération abondante en séricite, et même en clinozoïsite (surtout dans les faciès broyés) ;
- une zone peu épaisse à 24 % An ;
- une zone externe, à 17 % An, dont la bordure, irrégulière et lobée, contient quelques structures de myrmékite au contact du microcline.

Il existe aussi de nombreux cristaux d'albite, de taille plus réduite, qui se rencontrent le plus fréquemment en inclusion dans le microcline ou en bordure de celui-ci. Ces minéraux sont moins altérés que les autres plagioclases (léger développement de séricite), et sont caractérisés par des lamelles hémitropes, associées suivant la loi de l'Albite, alternativement minces et épaisses.

Le *microcline* se développe avec une ampleur plus ou moins grande dans les différents échantillons étudiés ; il existe une véritable évolution depuis des faciès pauvres en microcline jusqu'aux faciès à tendance porphyroïde. Ce minéral possède très souvent les macles quadrillées caractéristiques et en plus la macle de Carlsbad. Lorsqu'il est peu abondant dans la roche, il offre un aspect d'éponge interstitielle se développant entre les autres minéraux, et prend progressivement un habitus poecilitique. Les cristaux inclus dans le poeciloblaste (quartz, plagioclase zoné, biotite...) ont des tailles pratiquement égales ou légèrement inférieures à celles des cristaux formant la trame de la roche. Le microcline présente aussi des textures perthitiques, en fuseau (*string*) ou en veines, peu abondantes dans l'ensemble. Enfin il est également affecté par les actions tectoniques qui se traduisent par des distorsions dans les macles et des extinctions onduleuses.

La *biotite* est relativement abondante sous la forme de tablettes assez épaisses, isolées ou groupées en paquets de trois ou quatre individus. Elle est altérée en pennine dans les affleurements où les traces de broyage sont très marquées ; elle prend alors une disposition cloisonnante, formant un feutrage entre les minéraux blancs. Elle renferme de nombreuses inclusions d'apatite et de zircon, dont les auréoles pléochroïques sont larges. Le zircon se rencontre également en dehors des biotites, en cristaux prismatiques bien formés, parfois zonés.

Dans son ensemble, cette roche a été soumise à des tensions qui rendent difficile l'observation exacte des relations entre les divers minéraux et leur séquence de cristallisation. Le principal caractère que nous retiendrons pour le moment est le remplacement de l'oligoclase par du microcline à tendance poecilitique, accompagné par l'apparition de cristaux d'albite. Ces phénomènes seront plus accentués dans les faciès porphyroïdes et à muscovite que nous allons étudier.

## 2 - Le granite à tendance porphyroïde

Le granite à tendance porphyroïde ne correspond qu'à une variation du faciès précédent et ne constitue pas de zones bien délimitées à l'intérieur du massif du Garrotal. Il se caractérise à l'œil nu par une exagération de la taille des cristaux blancs de microcline qui atteignent une longueur de 2 à 3 cm sur une largeur de 1 cm.

Au microscope, la composition minéralogique qualitative se révèle identique à celle du granite à biotite (fig. 65) :

- quartz généralement granulé et à extinction onduleuse
- oligoclase acide, zoné (la teneur en anorthite variant de 25 à 10 %)
- microcline
- biotite
- apatite, zircon, magnétite
- épidote.

Le *microcline* constitue des cristaux de taille moyenne, à développement interstitiel, tout à fait identiques à ceux du granite normal. Mais il se présente aussi en grands phénoblastes, sub-automorphes et poecilitiques, contenant des cristaux de quartz, de plagioclase, de biotite et d'albite, d'apatite et de zir-

con. Chaque phénoblaste est composé de deux individus, associés par la macle de Carlsbad, et chaque individu présente les macles en quadrillage.

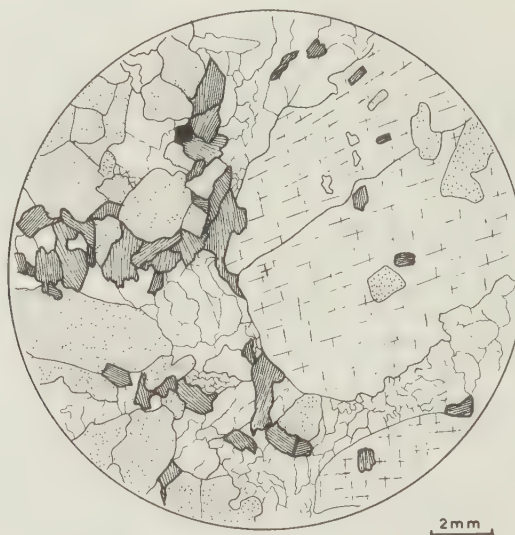


Fig. 65 - Granite porphyroïde du Garrotal (échant. 490)

Plagioclase automorphe, quartz engrené, microcline poecilitique  
Lumière naturelle x5

Les perthites sont très abondantes, sous la forme de larges veines d'albite ( $An = 0-3 \%$  ; Basse Température) qui traversent tout le phénocristal, sans discontinuité au niveau du plan de macle de Carlsbad, et qui sont finement maclées suivant la loi de l'Albite. Elles s'interrompent çà et là ou s'élargissent pour donner des individus plus gros, en parfaite continuité optique.

Les *plagioclases englobés* dans les phénocristaux de microcline sont zonés avec un cœur fortement altéré en séricite, et ont des contours corrodés et lobés, chaque sinuosité (rentrant et saillant) correspondant à une lamelle hémitrope ; il semble ainsi qu'un des deux individus maclés constituant le plagioclase soit remplacé plus facilement par le feldspath potassique. Peut-être ce phénomène correspond-il à une légère différence de composition chimique entre les deux séries de lamelles ou à un défaut de structures dans l'une. D'autres cristaux de plagioclases, au contraire, ont conservé plus ou moins leur forme et sont entourés par une couronne d'albite ; ils sont en général de taille plus petite que la moyenne et ont un cœur plus sodique que les précédents : les teneurs en anorthite varient ainsi de 10 % à 0 % vers l'extérieur. Enfin l'orientation de ces minéraux par rapport au microcline environnant est quelconque et leur degré d'altération est identique à celui des perthites, qui présentent simplement un léger trouble provoqué par un faible développement de séricite cryptocristalline.

Le quartz apparaît à l'intérieur des phénocristaux de microcline et forme des plages lobées plus ou moins importantes, ayant par groupes des extinctions simultanées. Enfin à l'intérieur de ces phénoblastes, la biotite présente toujours une bordure riche en minéraux opaques (oligiste sans doute) et l'apatite est relativement abondante.

### 3 - Le granite à deux micas

Le granite à deux micas se différencie des faciès précédents par une teinte claire et une granulométrie un peu plus fine. Il se rencontre de préférence dans les zones riches en enclaves, par exemple dans le thalweg du Bonagil, où il forme soit la masse granitique englobant ces enclaves, soit des veines ou des taches diffuses à l'intérieur du granite porphyroïde à biotite.

Sa composition minéralogique est la suivante :

- Quartz engrené , (30 %)
- Plagioclases "résiduels" avec myrmékites abondantes, (30 %)
- Microcline perthitique ( $2V_{\mu} = 84^{\circ}$ ), avec veines d'albite maclée, pouvant présenter une tendance poeciloblastique par endroits, (25 %)
- Biotite et chlorite, (6 %)

- Phengite ( $2V_x = 33^\circ$ ), (8 %)
- Clinozoïsite
- Apatite
- Zircon
- Rutile (Sagénite)
- Magnétite.

Ce granite à deux micas présente des analogies évidentes avec le faciès porphyroïde décrit précédemment. Tous deux semblent correspondre à une même évolution à partir du granite normal à biotite, similitude soulignée par exemple par les caractères identiques des microclines dans chacun de ces trois faciès. Cependant une certaine différence existe, due peut-être à la localisation du faciès à deux micas dans les régions riches en enclaves.

#### 4 - Les faciès aplitiques de bordure

Près de sa bordure méridionale, le massif du Garrotal renferme de nombreux faciès aplitiques, dont un bel affleurement est parfaitement visible dans la vallée du Barbacal. Nous décrirons comme exemple l'échantillon 369 récolté dans ce gisement.

Cette roche se présente à l'œil nu comme une aplit rose-clair, à grains très fins (1 mm en moyenne). Par endroits, s'individualisent au sein de cette trame finement cristallisée, des minéraux de plus grande taille (3 à 4 mm) et qui semblent correspondre à des feldspaths potassiques. Quelques micas blancs sont également visibles, bien que répartis de manière capricieuse. A l'affleurement, ces aplites sont affectées par de nombreuses surfaces de glissement et des diaclases ; elles sont assez souvent mylonitisées, surtout près du contact avec les roches sédimentaires encaissantes.

L'étude au microscope révèle une composition minéralogique qualitativement identique à celle du granite à deux micas, avec des variations quant aux faciès et à l'abondance relative de chaque constituant.

Les *plagioclases* ( $An = 30\%$ ) toujours altérés en séricite et en calcite sont moins abondants que dans les faciès décrits antérieurement. Ils se présentent en cristaux légèrement allongés, aux contours extrêmement déchiquetés et corrodés par du microcline. A côté de ces oligoclases "en voie de disparition", la roche renferme également des cristaux automorphes d'albite, qui sont parfaitement limpides et peu affectés par les actions mécaniques.

Le *microcline* est cristallisé en individus dépourvus d'altération, de taille légèrement supérieure à la moyenne, et adopte par endroits une allure poeciloblastique. Sa position au sein de la roche est d'ailleurs très hétérogène, et son habitus varie en fonction de cette position ; le microcline apparaît sous la forme :

- de grands cristaux allongés suivant l'axe  $[100]$ , de 1,5 à 2 mm de long sur 0,4 mm de large, présentant la macle de Carlsbad et la double macle Albite-Péricline.
- de cristaux trapus et xénomorphes (1 mm de diamètre environ), groupés parfois en agrégats de deux ou trois individus, qui ne présentent que la double macle Albite-Péricline.
- de rares cristaux de forme amiboïde, se développant entre les grains de quartz.

Les propriétés optiques sont identiques pour ces trois faciès de microcline :

$$(2 V_x = 82^\circ ; Ng \perp (010) = 17^\circ - 18^\circ)$$

Dans les agrégats de microcline ou à l'intérieur des quelques cristaux allongés à macle de Carlsbad, existent des *plagioclases* de taille moyenne, à contours et à macles assez flous. Ils ont une teneur en anorthite variant de 15 à 20 % (du type *basse température*). Quelques-uns renferment des filaments de quartz vermiculé, assez rares cependant (*myrmékite I*). Au contact avec les cristaux de microcline, se développent souvent des bourgeons de myrmékite qui "corrodent" le feldspath potassique et qui paraissent "émis" par les plagioclases voisins. Ces myrmékites "bourgeonnantes" (*type II*) sont constituées par des plagioclases parfaitement limpides de composition plus acide, variant de 7 à 10 % An, et ne se rencontrent qu'à l'intérieur des cristaux de microcline.

Le *quartz* forme d'importants agrégats de petits cristaux en mosaïque, il est très limpide et ne possède pas d'extinction onduleuse.

La *biotite* très souvent altérée en chlorite est peu abondante, en paillettes tordues, moulant les cris-

taux de plagioclases et de microcline. Enfin la *muscovite* aussi importante que la biotite, apparaît au contraire sous la forme de lames saines et dépourvues de toute torsion.

La description pétrographique précédente indique l'existence de trois paragénèses successives dans ce faciès aplitique :

- 1/ Oligoclase (An = 30 %) - Biotite - (Quartz)
- 2/ Microcline, avec quelques *string-perthites* - Plagioclase avec myrmékite I (An = 15 à 20 %)
- 3/ Quartz en mosaïque - Myrmékite bourgeonnante 2 (An = 7) - Albite - Muscovite

Les associations minérales 1 et 2 sont séparées par une cataclase. Elles sont identiques à celles que nous avons décrites lors de l'étude des granites.

## 5 - Les microgranites roses

Les microgranites sont des roches très compactes, de couleur rose, caractérisées par une "pâte" microcristalline au sein de laquelle s'individualisent des cristaux de quartz arrondis, de 1 à 2 mm de diamètre. Quelques feldspaths potassiques, roses ou brunâtres sont également visibles à l'œil nu.

Parfois les actions tectoniques subies par ces roches ont été très intenses et leur ont conféré des structures litées, amygdalaires, ou étirées, renfermant des yeux de quartz ou de feldspath.

L'étude microscopique révèle une composition minéralogique assez homogène d'un échantillon à l'autre. L'échantillon 241 pris comme exemple provient du mont Jarosa, à l'W du Pedrochal. La texture est caractérisée par l'existence de phénocristaux, de petite taille (2 à 5 mm), baignant dans un fond constitué par une micropegmatite graphique.

Les *phénocristaux essentiels* sont formés de quartz et feldspath potassique, auxquels s'ajoutent accessoirement quelques plagioclases (An = 10 %) et un peu de biotite chloritisée. Le quartz se présente en cristaux automorphes, légèrement arrondis, et souvent "corrodés". L'extinction onduleuse y est très fréquente.

Les feldspaths potassiques ont des formes bien définies et trapues, et sont généralement maclés suivant la loi de Carlsbad. Leurs propriétés optiques sont variables :

$$\begin{aligned} 2 V_x &= 66 \text{ à } 74^\circ \\ Ng \wedge l(010) &= 2 \text{ à } 11^\circ \\ Np \wedge a &= 6 \text{ à } 12^\circ \end{aligned}$$

et semblent correspondre à une "orthose triclinique intermédiaire", d'après la définition de A. S. Marfunin (1961), à 30 % Ab environ.

Ces feldspaths renferment des perthites en fuseau, très denses, et d'abondantes perthites en "gradins" (*stepped perthites*), formées de taches irrégulières coalescentes d'albite (An = 4-5 %, basse température), finement maclée. L'albite atteint parfois un développement tellement intense qu'elle arrive à remplacer presque en totalité le minéral-hôte. Elle est limpide et ne présente pas de trace d'actions mécaniques.

La *micropegmatite graphique* qui constitue le fond de la roche est largement représentée. Elle se développe en couronne rayonnante autour des phénocristaux. Le feldspath potassique de cette association possède le double maclage Albite-Péricline et présente les caractères optiques suivants :

$$\begin{aligned} 2 V_x &= 88^\circ \\ Ng \wedge l(010) &= 9^\circ - 10^\circ \\ Np \wedge a &= 9^\circ \end{aligned}$$

correspondant à la forme "microcline crypto-maclié" définie par A. S. Marfunin (1960).

Le quartz graphique a des orientations simples par rapport au feldspath. Son axe de symétrie est très souvent perpendiculaire au plan (001) du microcline. Dans les sections de micropegmatites graphiques, perpendiculaires au plan (001), les contours géométriques des plages quartzieuses sont grossièrement parallèles à trois directions, faisant entre elles un angle de 60° et dessinant un réseau sub-hexagonal. La trace du clivage (001) est axe de symétrie de ces trois directions, étant perpendiculaire à l'une et bissectrice des deux autres (fig. 66). Cette disposition se rapproche de celle décrite par F. K. Drescher-Kaden (1948, p. 161, fig. 152).

Les faciès broyés de microgranite renferment d'autres minéraux, dont les plus importants sont : apatite, sphène, épidote et allanite. La coloration rose ou brune est due à une fine pigmentation des feldspaths potassiques (phénocristaux et micropegmatite) par des oxydes de fer.

Les microgranites qui recoupent les faciès granitiques du massif du Garrotal, apparaissent donc comme des roches très leucocrates, riches en alcalins. Leurs caractères pétrographiques et minéralogiques permettent de les comparer aux microgranites du massif de Ventas Quemadas, et plus spécialement à ceux qui traversent les tonalites du Pedroso. Les feldspaths potassiques sont en effet de même nature (orthose triclinique intermédiaire) et présentent les mêmes types de perthites ; mais ils sont plus fortement remplacés par de l'albite, à la suite de microcataclase.

Ces faciès microgrenus pourraient donc correspondre à des venues rhyolitiques faisant partie du cortège sub-volcanique du granite rose de Ventas Quemadas, et dont la pâte vitreuse aurait recristallisé sous la forme de micropegmatite graphique, après leur consolidation. La nature du feldspath potassique, constituant cette association, semble indiquer en effet des conditions de température relativement faible (microcline crypto-maclé). Les mouvements tectoniques, qui ont affecté aussi bien les microgranites que les granites du Garrotal, ont provoqué le développement d'albite qui remplace les phénocristaux d'orthose de préférence à la micropegmatite. Les différences dans l'état d'ordre Si-Al de ces deux types de feldspath peuvent expliquer ce remplacement préférentiel. L'albitisation se serait développée dans le réseau à plus grand désordre Si-Al des orthoses tricliniques, pour donner une forme plus stable aux nouvelles conditions externes. Le microcline graphique, provenant au contraire de la dévitrification de la pâte, était pratiquement stable dans ce domaine de basse température.

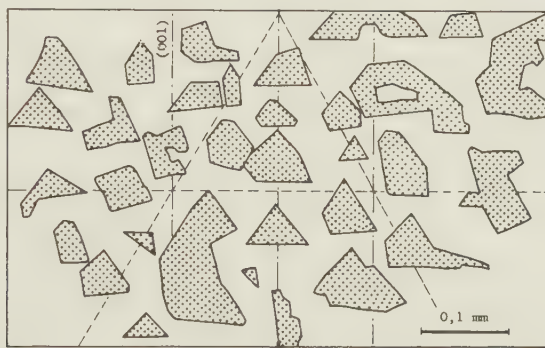


Fig. 66 - Texture graphique de la micropegmatite constituant le fond des microgranites du Garrotal (échant. 469) (en pointillé : quartz)

## 6 - Les feldspaths des faciès granitiques du Garrotal

Le massif du Garrotal est constitué dans son ensemble par un granite calco-alcalin à biotite, qui présente localement des différenciations, se traduisant soit par le développement de phénocristaux de microcline (faciès porphyroïde), soit par l'apparition de muscovite, accentuée dans les faciès aplitiques. Les passages entre ces divers types pétrographiques sont continus et graduels, et mettent en évidence leur parenté.

L'examen des feldspaths, comparés dans les différents faciès, nous permettra de mieux reconstituer cette évolution pétrographique.

### a) Les plagioclases

Les plagioclases les plus anciens sont les plus basiques ( $An \geq 30 \%$ ), et sont abondants dans le granite normal à biotite. Certains cristaux ont conservé leur forme définie et atteignent parfois des tailles élevées. Mais en général, ils sont altérés et ont des contours corrodés et déchiquetés ; beaucoup présentent un zonage caractérisé par l'existence de 3 zones concentriques nettes : un cœur dont la composition varie de 30 à 38 % An, une zone intermédiaire à 22 - 28 % An et une bordure à 17 % An, riche parfois en myrmékite (*myrmékite I*).

Il existe d'autres types de plagioclases qui se rencontrent en particulier dans les roches porphyroïdes. Ils sont plus acides ( $An = 15-20 \%$ ), moins altérés que les précédents, et sont souvent sub-automorphes. Ils correspondent sans doute à la même génération que les myrmékites I. Enfin des cristaux d'albite sont très fréquents en inclusions ou en bordure des phénocristaux de microcline, ou dans les aplites. Les microgranites renferment quelques phénocristaux d'albite-oligoclase ( $An = 10 \%$ ).

b) Le microcline (voir chap. III, p. 219)

Dans le granite à biotite, le microcline constitue des cristaux xénomorphes maclés albite-péricline, de taille identique à celle des autres minéraux. Cependant une texture interstitielle, en éponge, peut apparaître et laisser prévoir le développement de poeciloblastes, dans lesquels la macle de Carlsbad est une règle générale. Ces phénocristaux renferment de nombreuses inclusions de plagioclases, d'albite, de biotite et de quartz. Les perthites sont très fréquentes et le quartz est très souvent orienté, ce qui fait supposer sa cristallisation ultérieure à celle du feldspath potassique. Dans les aplites principalement, certains cristaux de microcline sont remplacés par des myrmékites en bourgeons (*myrmékite II*, An = 7 à 10 %), provenant des plagioclases acides (An = 15 à 20 %).

c) Les perthites

Dans le massif du Garrotal, les cristaux de microcline ont presque tous des structures perthitiques, qui varient de façon grossière avec le type pétrographique.

Les perthites fusiformes (*string perthites*) se rencontrent essentiellement dans les feldspaths potassiques du granite normal à biotite. Peu abondantes elles sont constituées par de très fins fuseaux ne dépassant pas 0,2 mm de long, orientés les uns parallèlement aux autres suivant des directions cristallographiques simples du minéral-hôte ((201) principalement). Les microclines des aplites renferment aussi quelques perthites fusiformes mais en quantité très faible.

Les microclines des granites porphyroïdes ou à deux micas sont caractérisés au contraire par l'existence de perthites en taches (*patch perthite*) ou en veines irrégulières, formées par l'accolement des taches (*stepped perthites* ou perthites en gradins<sup>(1)</sup>). Le plagioclase qui constitue ces perthites est de l'albite de *Basse Température* dont la composition varie de 0 à 3 % An ; dans les taches assez grosses existe la macle de l'Albite, caractérisée par une alternance de lamelles hémitropes fines et épaisses. Dans les phénocristaux de microcline, à macle de Carlsbad, ces veines irrégulières traversent imperturbablement le plan d'association et nourrissent parfois les cristaux d'albite situés en bordure ou dans les craquelures du microcline. Ces observations permettent de supposer l'apparition des structures perthitiques en taches après la cristallisation du feldspath potassique. D'autre part, comme il n'existe aucune différence importante dans la composition des microclines largement perthitisés et de ceux qui ne possèdent que quelques *strings*, la formation d'albite pourrait être due à un phénomène de remplacement : au contraire les perthites en fuseaux résulteraient d'un phénomène d'exsolution normal, concomitant ou légèrement ultérieur à la cristallisation du microcline.

Enfin, l'absence de perthites en taches dans les microclines des aplites s'explique par l'apparition de *myrmékite II*, en bourgeons, qui remplace les feldspaths potassiques.

7 - Conclusions

Des études pétrographiques et minéralogiques précédentes, il est possible de dégager quelques idées sur les différentes paragenèses qui se sont succédées dans le temps. Trois associations minérales semblent être apparues au cours de l'histoire de ce granite du Garrotal, et leur importance relative détermine les faciès de variation. Le tableau XLII représente la répartition de ces paragenèses dans le temps et dans les différents faciès.

La lecture du tableau XLII met en évidence les variations qu'a subies le granite à biotite initial au cours de son histoire géologique. Ces variations, locales en général, traduisent sans doute des réajustements minéralogiques à la suite des changements des conditions physico-chimiques, dans des régions particulières comme au voisinage des enclaves cristallophylliennes ou en bordure du batholite.

## ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ENCLAVES

Les enclaves contenues dans le granite sont de différentes natures et de tailles variées. Certaines affleurent sur des surfaces atteignant plusieurs mètres carrés, et sont constituées par des

-----  
(1) à ne pas confondre avec les *vein perthites* typiques qui correspondent aux *perthites tigrées* des auteurs français.

Tableau XLII  
Associations minérales des faciès granitiques du Garrota

|                | Granite à biotite                                                                                                           | Granite porphyroïde                                                        | Granite à 2 micas                                                    | Aplites                                                                                        |
|----------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|
| PARAGENESE I   | Quartz<br>Oligoclase (An = 30)<br><br>Biotite<br>Microcline avec<br><i>string perthite</i> en<br>cristaux moyens            | Quartz<br>Oligoclase zoné<br>(An = 30 à 17)<br><br>Biotite<br><br>très peu | Quartz<br>Oligoclase<br>corrodé<br><br>Biotite<br><br>peu            | (Quartz)<br>Oligoclase<br>zoné et<br>corrodé<br><br><br>id.                                    |
| PARAGENESE II  | Microcline poecilitique<br><br>Myrmékite I (An = 17)                                                                        | Phénoblaste<br>Porphyroblaste<br><br>id.                                   | Poecilitique<br><br>id.<br><br>Muscovite<br>remplaçant<br>la Biotite | Poecilitique<br><br>id.<br><br>Muscovite                                                       |
| PARAGENESE III | Perthite en taches<br>(peu abondante)<br>Albite (en inclusions<br>dans microcline)<br><br>Quartz orienté dans<br>microcline | Perthite en taches<br><br>id.<br><br>id.                                   | Perthite en<br>taches<br><br>id.<br><br>id.                          | Myrmékite II<br>(An = 7)<br><br>Albite en<br>cristaux<br>limpides<br><br>Quartz en<br>mosaïque |

roches cristallophylliennes et des roches vertes. Elles sont surtout abondantes dans l'arroyo de la Dehesa. Le granite à biotite renferme en outre de nombreuses enclaves de taille beaucoup plus réduite, de 10 cm à 1 cm de diamètre. Leur forme est elliptique et leur contour est bien tranché avec le granite environnant. Il existe cependant quelques plaquettes anguleuses de gneiss à biotite. La figure 5 de la planche V montre dans un même affleurement ces diverses catégories d'enclaves.

#### 1 - Les enclaves gneissiques

Les enclaves de grande taille sont en général constituées par des gneiss bien lités, à grains assez gros, et riches en biotite. Ils présentent souvent des structures oeillées et même rubanées (planche V, fig. 4), correspondant au développement de matériel quartzo-feldspathique, parfois avec l'apparition de taches très diffuses de granite leucocrate, à deux micas.

L'échantillon 199, prélevé dans l'arroyo de la Legua, est un exemple de ces gneiss à biotite et à grenat légèrement oeillés ; sa composition est la suivante :

|                        |           |
|------------------------|-----------|
| Biotite                | Sphène    |
| Oligoclase (An = 20 %) | Apatite   |
| Quartz                 | Zircon    |
| Muscovite              | Magnétite |
| Grenat                 |           |

La texture lépidoblastique, caractérisée par l'orientation des micas et des quartz, tend à devenir oeillée ; des traces de glissement entre les éléments quartzo-feldspathiques et les phyllites apparaissent fréquemment.

Ces faciès rappellent nettement les gneiss quartzitiques à grenat, qui se rencontrent dans la zone III du massif de Lora del Rio.

Les gneiss rubanés se distinguent par la présence de veines leucocrates où apparaissent des cristaux de microcline. Les rubans sont constitués par un agrégat granoblastique de : quartz - oligoclase - microcline.

Le plagioclase ( $An = 27 \%$ ) forme des cristaux trapus ou poecilites qui présentent souvent des torsions et qui sont altérés en séricite. Le microcline ( $2 V_x = 80^\circ$  ;  $Ng \wedge l(010) = 18^\circ$ ) est parfaitement limpide et maclé suivant les lois Albite-Péricline. Ses cristaux xénomorphes ont souvent un développement interstitiel entre les autres constituants, et renferment de nombreuses perthites en fuseaux (*string perthites*). Quelques paillettes de muscovite sont disséminées au sein de ces lits quartzo-feldspathiques.

Ces gneiss rubanés, à caractère migmatitique, ressemblent à certains faciès gneissiques en enclave dans les granodiorites à cordiérite du complexe des Camachas.

## 2 - Les enclaves micacées de faibles dimensions

Ces petites enclaves micacées, à contours nets et arrondis, sont abondantes dans le granite à deux micas qui devient parfois plus leucocrate à leur proximité. De couleur noire, elles sont à grains fins. Quelques-unes renferment des phénocristaux sub-automorphes de microcline blanc, d'environ 1 cm de long.

En lame mince, ces roches ont la composition minéralogique suivante :

|            |           |
|------------|-----------|
| Biotite    | Grenat    |
| Quartz     | Apatite   |
| Oligoclase | Sphène    |
| Microcline | Zircon    |
|            | Magnétite |

La biotite, très abondante, est cristallisée en larges tablettes, renfermant de nombreuses inclusions de zircon à auréoles pléochroïques. Elle emballe pratiquement tous les autres minéraux, tels que le quartz en cristaux assez gros, xénomorphes et à extinction onduleuse. Les plagioclases ( $An = 25 \%$ ) sont plus rares et sont altérés par de la séricite. Le microcline n'est pas présent dans tous les échantillons examinés ; il apparaît avec une structure interstitielle, entre les minéraux blancs qu'il remplace. Ses caractères optiques et la présence de *string perthites* rappellent tout à fait le microcline des granites ou des gneiss.

## 3 - Les enclaves amphiboliques

Le massif du Garrotal renferme quelques rares enclaves d'amphibolites. Les affleurements de roches vertes, métamorphisées, sont plus abondants et ont déjà été décrits (voir 3° partie p. ). Les amphibolites constituent des enclaves compactes de petite taille et à grains fins et des septas plus importants dans lesquels elles présentent une structure rubanée d'épibolite.

Dans le *premier type* de gisement, l'amphibolite est une roche noire, dure et très homogène, pouvant posséder cependant un débit grossier en plaquettes. Au microscope, le minéral le plus abondant est une actinote, très claire, dont les caractères optiques ( $2 V_x = 84^\circ$  ;  $Ng \wedge c = 16^\circ$  ;  $\Delta n = 0,024$ ) correspondent à une composition voisine de  $Ca_2Mg_{4,5}Fe_{0,5}$ . Elle cristallise en fines aiguilles, de 0,3 mm de long sur 0,05 à 0,1 mm de large, qui sont orientées parallèlement les unes aux autres (texture nématoblastique).

Le quartz, en grains plus ou moins arrondis et disposés en mosaïque, remplit les espaces entre les aiguilles d'amphibole. Il est accompagné par du plagioclase ( $An = 45 \%$ ) assez peu maclé et en cristaux fins (0,05 mm). Le sphène est le minéral accessoire le plus abondant avec la magnétite. Quelques taches difformes de zoisite s'individualisent en particulier dans les zones fracturées.

Les amphibolites rubanées ont une teinte plus claire, due à l'existence de lits quartzo-feldspathiques épais de 0,5 à 1 cm. La trame sombre a une texture nématoblastique nette et la composition minéralogique suivante :

|            |           |
|------------|-----------|
| Hornblende | Magnétite |
| Andésine   | Epidote   |
| Quartz     | Calcite   |
| Sphène     |           |

La hornblende brun-vert, qui constitue de nombreux prismes allongés, possède des caractères optiques

( $2 V_x = 72^\circ$  ;  $Ng \wedge c = 18^\circ$  ;  $Ng = 1,6$ ) identiques à ceux des amphiboles de la zone III dans le massif de Lora del Rio. De petits cristaux trapus de plagioclase ( $An = 50\%$ ) et de quartz s'intercalent au-milieu du réseau amphibolique.

La structure rubanée de ces amphibolites ne semble pas due à la présence du granite du Garrotal ; elle serait au contraire antérieure à cette granitisation. Ces roches sont en effet analogues aux amphibolites du massif cristallophyllien de Lora del Rio. Les lits leucocrates ont été transformés de préférence à la trame amphibolique, lors de la mise en place du massif du Garrotal. Ce stade rétro-morphique (cristallisation d'épidote et déstabilisation de la hornblende) serait en liaison avec les mouvements tectoniques qui ont également modifié la nature pétrographique du granite lui-même.

## CONCLUSIONS

L'examen de la bordure septentrionale du massif granitique du Garrotal (voir p. 206) indique qu'il s'est mis en place de façon syntectonique le long de la zone de cisaillement du Pedroso. Divers accidents tectoniques, qui ont joué durant toute l'orogénèse varisque, l'ont écaillé et ont modelé sa forme au cours de son histoire géologique.

De l'étude pétrographique précédente, il ressort que les enclaves cristallophylliennes, en particulier les amphibolites rubanées, ont des associations minérales correspondant au faciès *amphibolite* à *almandin*, et présentent des signes de rétro-morphose caractérisée par le développement d'actinote, d'épidote et d'albite. De même les terrains encaissants, surtout les calcaires, ont des paragenèses classiques du faciès *schistes verts*, sub-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite. Nous pouvons dire aussi que la composition minérale du granite normal, à tendance granodioritique, a des caractères du faciès *amphibolite*, tandis que les minéraux de la paragenèse III coexistent dans les conditions du faciès *schistes verts*. L'étude des feldspaths semble étayer cette hypothèse. Comme l'ont déjà fait remarquer J. T. Rosenquist (1952) et P. Koch (1959), les perthites en fuseaux (*string perthites*), qui se rencontrent dans les cristaux de microcline des gneiss et du granite normal, indiqueraient une exsolution ou un remplacement dans le faciès *amphibolite*. Les perthites en taches, caractéristiques au contraire de la phase III, correspondraient au faciès *schistes verts* ; ce phénomène serait dû plutôt à un remplacement, et serait tout à fait identique à l'albitisation, parfois très développée, des feldspaths potassiques contenus dans les microgranites.



### CHAPITRE III

## ÉTUDE CHIMICO-MINÉRALOGIQUE DES MASSIFS GRANITIQUES

Les descriptions des chapitres précédents ont montré l'existence de deux ensembles granitiques, bien distincts d'après les critères géologiques et pétrographiques. A l'alignement syntectonique des massifs du Garrotal et du Pedroso, s'oppose le batholite post-tectonique de Ventas Quemadas.

### ÉTUDE COMPARÉE DES FELDSPATHS POTASSIQUES

Le contraste entre ces deux types de massifs granitiques est encore renforcé par la nature des feldspaths potassiques : les faciès granodioritiques du Garrotal et du Pedroso renferment du microcline tandis que l'orthose caractérise le granite rose de Ventas Quemadas.

#### 1 - Propriétés optiques

Les angles  $2V$  des feldspaths potassiques sont nettement différents dans les deux types de granite comme le montre l'histogramme (fig. 67), à allure bimodale. Les valeurs moyennes sont les suivantes :

$$\begin{aligned}\text{Massif du Garrotal} & : 2V_x = 82^\circ \pm 3^\circ \\ \text{Massif de Ventas Quemadas} & : 2V_x = 57,5^\circ \pm 2^\circ\end{aligned}$$

La dispersion des résultats, calculée au seuil de 98 %, est analogue aux erreurs qui accompagnent la détermination des angles optiques, surtout dans le cas des valeurs élevées.

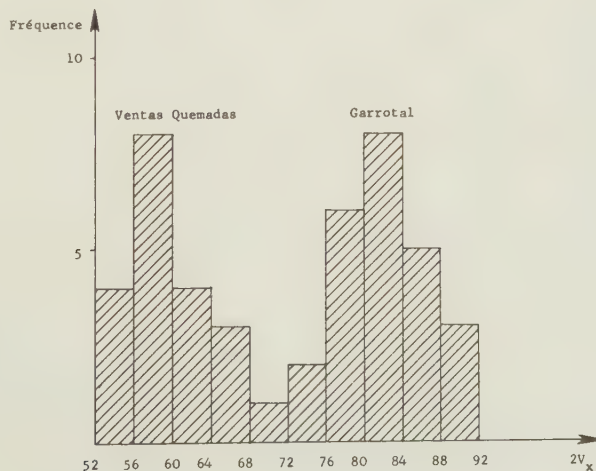


Fig. 67 - Histogramme des angles  $2V_x$  des feldspaths potassiques

Les feldspaths des microgranites et des rhyolites de Ventas Quemadas, ont des angles optiques identiques à ceux du granite rose. Ceux des microgranites du Garrotal et du Pedroso ont des valeurs intermédiaires ( $66^\circ$  à  $74^\circ$ ).

Les orientations optiques sont indiquées dans le tableau XLIII, en tenant compte de l'angle entre Ng et la normale au plan (010) (A. S. Marfunin, 1961).

Tableau XLIII  
Propriétés optiques des feldspaths potassiques

|                                            | $2 V_x$                                                   | $Ng \perp (010)$                                                 | $Np \wedge a$                                           | FORME                                                                      |
|--------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|
| Granite du Garrotal                        | $82^\circ \pm 3^\circ$                                    | $18^\circ \pm 1;5$                                               |                                                         | <i>Microcline maximum</i>                                                  |
| Microgranite du Garrotal                   | $\begin{cases} 66^\circ-74^\circ \\ 88^\circ \end{cases}$ | $\begin{cases} 2^\circ-11^\circ \\ 9^\circ-10^\circ \end{cases}$ | $\begin{cases} 6^\circ-12^\circ \\ 9^\circ \end{cases}$ | <i>Orthose triclinique intermédiaire</i><br><i>Microcline crypto-maclé</i> |
| Granodiorite du Pedroso                    | $82^\circ$                                                | $17^\circ$                                                       |                                                         | <i>Microcline maximum</i>                                                  |
| Microgranite du Pedroso                    | $\begin{cases} 64^\circ-74^\circ \\ 56^\circ \end{cases}$ | $\begin{cases} 3^\circ-6^\circ \\ 0^\circ \end{cases}$           | $\begin{cases} 7^\circ-10^\circ \\ 7^\circ \end{cases}$ | <i>Orthose triclinique intermédiaire</i><br><i>Orthose</i>                 |
| Granite et microgranite de Ventas Quemadas | $57;5 \pm 2^\circ$                                        | $0^\circ$                                                        | $8^\circ-10^\circ$                                      | <i>Orthose</i>                                                             |

La relation entre l'angle  $2 V$  des axes optiques et l'orientation optique de chaque feldspath étudié est représentée dans le diagramme (fig. 68), imaginé par A. S. Marfunin (1961) et qui permet de classer ces minéraux en fonction du degré d'ordre Si/Al et de la déviation à partir de la symétrie monoclinique.

S. Hafner et F. Laves (1957) ont montré que les paramètres optiques et cristallographiques varient en raison non seulement de l'ordre-désordre dans la distribution Si/Al, mais aussi du maillage sub-microscopique ou sub-rayons X. Cette dernière relation correspond à l'hypothèse de F. Mallard (1876). Les études aux

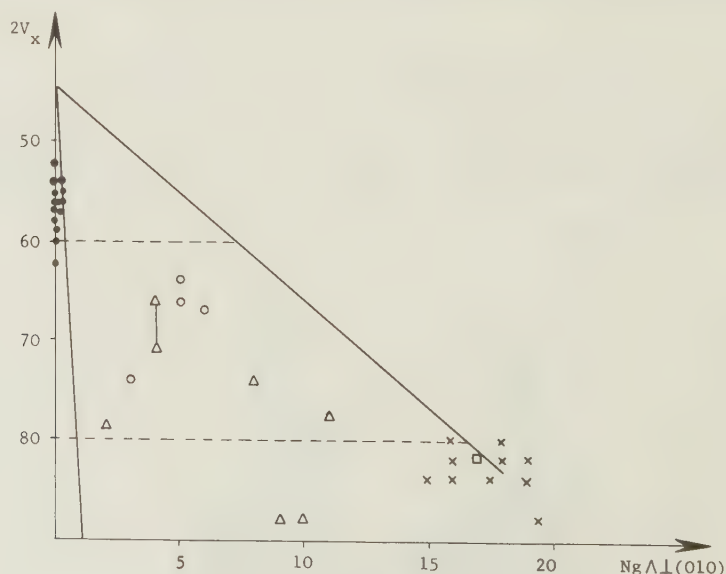


Fig. 68 - Diagramme  $2 V_x - Ng \perp (010)$  des feldspaths potassiques

Point : granite et microgranite de Ventas Quemadas  
Cercle : microgranite du Pedroso  
Triangle : microgranite du Garrotal  
Croix : granite du Garrotal  
Carré : granodiorite du Pedroso

rayons X ne permettent pas en général de distinguer ces deux types de variables, car elles ne donnent que des "modèles" globaux, résultant à la fois des variations dans la distribution Si/Al et du maillage sub-microscopique. L'orientation optique est au contraire capable de séparer ces deux facteurs.

Les paramètres optiques et les paramètres déduits à l'aide des rayons X peuvent être groupés en deux catégories :

- 1/ L'orientation optique ; le degré de triclinicité ; les angles du réseau
- 2/ l'angle des axes optiques.

Les paramètres du premier groupe dépendent à la fois du degré d'ordre Si/Al et du maillage sub-microscopique (ou de la taille du domaine) (Laves et Goldsmith, 1961).

L'angle des axes optiques dépend seulement du degré d'ordre Si/Al (Hewlett, 1959).

Ces considérations permirent à A.S. Marfunin (1961) de proposer la classification des feldspaths potassiques en tenant compte de deux types de désordre : désordre sans déviation de la symétrie monoclinique (orthose) et désordre avec changement de la symétrie en symétrie triclinique (microcline) ; tous les intermédiaires sont possibles entre ces deux types extrêmes (orthose triclinique).

Ainsi les feldspaths des granites et des microgranites de Ventas Quemadas correspondent à des orthoses, à désordre Si/Al élevé. Les granodiorites du Pedroso et les granites calco-alcalins du Garrotal sont caractérisés par du "microcline maximum", à maillage macroscopique et à degré d'ordre Si/Al élevé (triclinicité voisine de 1). Dans les faciès microgrenus du Pedroso et du Garrotal, existent des phénocristaux d'orthose et d'orthose triclinique intermédiaire, à maillage sub-microscopique et d'un degré d'ordre Si/Al intermédiaire ; ces cristaux semblent provenir du réajustement des orthoses primaires aux nouvelles conditions résultant des mouvements tectoniques tardifs qui ont agi sur ces deux massifs. La dévitrification de ces roches (micropegmatite graphique) a entraîné la formation de microcline crypto-maclé dans des conditions de basse température.

## 2 - Composition chimique

Le tableau XLIV indique la proportion moléculaire d'albite contenue dans les divers échantillons analysés de feldspaths potassiques.

Tableau XLIV  
Compositions des feldspaths potassiques et valeurs du coefficient Kt de Barth

| Echant.          | MASSIF DU GARROTAL |      |              | MASSIF DE VENTAS QUEMADAS |         |      |              |       |
|------------------|--------------------|------|--------------|---------------------------|---------|------|--------------|-------|
|                  | Granite            |      | Microgranite | Granite                   |         |      | Microgranite |       |
|                  | 491                | 562  |              | 535                       | 541     | 538  | 548          | 407   |
| % Ab             | 25,5               | 19,5 | 30,5         | 24,1                      | 26,2    | 28,3 | 27,8         | 27,3  |
| 2 V <sub>x</sub> | 84°                | 83°  | 66°-72°      | 58°                       | 56°-60° | 57°  | 54°          | 57°   |
| Kt               | 0,30               | 0,22 | 0,62         | 0,36                      | 0,43    | 0,44 | 0,48         | 0,58  |
| t°C              | 550°               | 490° | >750°        | 610°                      | 670°    | 680° | 730°         | >750° |

Le report de ces valeurs sur le diagramme (fig. 69) de O.F. Tuttle (1952) montre que les deux massifs granitiques ont des feldspaths nettement distincts : microcline maximum dans les granites du Garrotal et orthose dans ceux de Ventas Quemadas. Les phénocristaux des microgranites ont d'autre part une parenté évidente avec ceux du granite rose de Ventas Quemadas.

Nous avons calculé en outre le coefficient de distribution K<sub>t</sub>, et la température de cristallisation des feldspaths coexistants, d'après la méthode de T.F.W. Barth (1956) (tableau XLIV). Les résultats obtenus :

et

$t = 500^{\circ} \pm 20^{\circ}$  pour le granite du Garrotal  
 $t = 630^{\circ} \pm 35^{\circ}$  pour le granite de Ventas Quemadas

sont en accord avec les données fournies par l'étude minéralogique de l'auréole de métamorphisme par exemple.

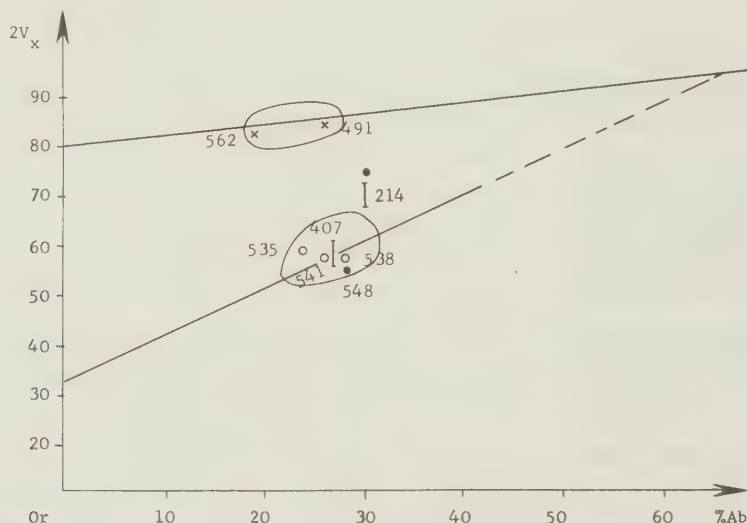


Fig. 69 - Relation entre l'angle  $2V_x$  et la composition chimique des feldspaths potassiques

Croix : granite du Garrotal

Cercle : granite de Ventas Quemadas

Point : microgranite

L'étude des feldspaths potassiques nous permet donc de conclure que les deux types de granite, Garrotal et Ventas Quemadas, ont eu des histoires thermiques différentes et nous fournit l'ordre de grandeur des températures qui ont régné lors de leur cristallisation.

## ÉTUDE CHIMIQUE DES FACIÈS GRANITIKUES

Quelques analyses chimiques<sup>(1)</sup> ont été effectuées sur les principaux faciès granitiques de la région étudiée. Le nombre des analyses obtenues est trop restreint pour pouvoir donner une idée exacte de la composition chimique générale de chaque massif. Cependant, grâce à l'appui des arguments pétrographiques, les résultats de cette étude permettront d'entrevoir certaines tendances géochimiques intéressantes.

### 1 - Composition chimique des différents faciès granitiques

Le tableau XLV présente les valeurs obtenues lors du dosage de 18 échantillons provenant des divers massifs : El Pedroso, Garrotal et Ventas Quemadas.

Massif du Pedroso :

Ech. n° 542 : Diorite quartzique à hornblende verte

532 : id.

545 : id.

396 : Microdiorite albitisée à amphibole

Massif du Garrotal :

499/1 : Granite à biotite

72 : id.

490 : Granite porphyroïde

466 : id.

(1) Laboratoire du C. R. P. G. de Nancy.

489/2 : Aplite blanche  
114 : Microgranite

Massif de Ventas Quemadas :

538 : Granite rose à orthose  
529 : id.  
528 : id.  
537 : Granite broyé  
536 : Microgranite rose  
392 : id.  
551 : Aplite blanche  
556 : id.

Tableau XLV  
Compositions chimiques des faciès granitiques

| Ech.  | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | p. f. | Total  |
|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------|--------|
| 542   | 56,27            | 14,76                          | 3,54                           | 8,19 | 0,13 | 5,72 | 5,12 | 2,54              | 1,20             | 0,97             | 0,22                          | 0,90  | 98,96  |
| 532   | 54,38            | 19,95                          | 2,73                           | 6,80 | 0,11 | 5,85 | 2,30 | 3,35              | 3,36             | 1,21             | 0,36                          | 0,33  | 100,73 |
| 545   | 58,35            | 18,00                          | 2,58                           | 5,24 | 0,15 | 6,09 | 1,80 | 2,94              | 2,46             | 0,67             | 0,23                          | 1,92  | 100,43 |
| 396   | 62,77            | 18,25                          | 2,27                           | 3,36 | 0,02 | 2,11 | 2,16 | 6,23              | 0,78             | 0,82             | 0,38                          | 0,98  | 100,14 |
| 499/1 | 64,80            | 17,14                          | 0,40                           | 4,88 | 0,06 | 2,08 | 2,58 | 2,68              | 3,66             | 0,74             | 0,33                          | 0,89  | 100,24 |
| 72    | 67,45            | 11,93                          | 1,37                           | 3,59 | 0,07 | 2,19 | 3,21 | 2,80              | 4,62             | 1,50             | 0,22                          | 0,39  | 99,34  |
| 490   | 65,93            | 17,55                          | 1,31                           | 4,30 | 0,06 | 0,80 | 2,02 | 2,28              | 4,20             | 0,68             | 0,26                          | 0,69  | 100,08 |
| 466   | 68,50            | 17,78                          | 1,06                           | 3,08 | 0,08 | 0,43 | 1,77 | 2,28              | 4,14             | 0,49             | 0,19                          | 0,46  | 100,26 |
| 489/2 | 72,31            | 15,83                          | 0,89                           | 0,93 | 0,02 | 0,42 | 0,16 | 2,35              | 4,92             | 0,19             | 0,07                          | 1,22  | 99,31  |
| 114   | 73,15            | 13,68                          | 1,69                           | 0,28 |      | 0,27 | 0,48 | 3,50              | 3,84             |                  | tr.                           | 1,03  | 97,92  |
| 538   | 73,50            | 13,07                          | 0,77                           | 1,65 | 0,01 | 1,12 | 0,75 | 2,74              | 4,86             | 0,16             | 0,06                          | 0,55  | 98,58  |
| 529   | 69,81            | 15,27                          | 1,08                           | 2,94 | 0,06 | 2,28 | 0,48 | 2,88              | 4,14             | 0,45             | 0,15                          | 1,50  | 101,04 |
| 528   | 70,26            | 14,79                          | 2,95                           | 2,50 | 0,06 | 1,31 | 0,16 | 2,48              | 4,38             | 0,71             | 0,26                          | 1,32  | 101,18 |
| 537   | 74,91            | 14,56                          | 0,74                           | 0,85 | tr.  | 1,21 | tr.  | 3,55              | 2,95             | 0,06             | 0,05                          | 1,66  | 100,64 |
| 536   | 75,96            | 13,22                          | 0,21                           | 1,22 | 0,03 | 0,66 | 0,41 | 3,41              | 4,56             | 0,06             | 0,05                          | 0,50  | 100,33 |
| 392   | 67,65            | 14,87                          | 1,86                           | 2,72 | 0,04 | 2,31 | tr.  | 4,02              | 2,70             | 0,41             | 0,19                          | 2,24  | 99,01  |
| 551   | 74,40            | 15,21                          | 0,54                           | 0,78 | tr.  | 0,12 | 0,47 | 1,67              | 5,28             | 0,07             | 0,02                          | 0,99  | 99,64  |
| 556   | 75,30            | 15,60                          | 0,53                           | 0,71 |      | 0,28 | 0,31 | 2,75              | 2,28             | 0,16             | 0,15                          | 1,55  | 99,62  |
| σ     | 1,31             | 0,62                           | 0,25                           | 0,19 | 0,01 | 0,35 | 0,18 | 0,21              | 0,25             | 0,04             | 0,08                          |       |        |
| V %   | 1,9              | 4,4                            | 7,7                            | 16,7 | 37,4 | 22,0 | 9,0  | 5,9               | 5,3              | 19,1             | 24,7                          |       |        |

## 2 - Les paramètres de Niggli

Le tableau XLVI présente les valeurs des paramètres de Niggli pour les échantillons analysés.

L'étude de la variation de ces paramètres en fonction du paramètre *si* (fig. 70) appelle quelques remarques.

Tableau XLVI  
Paramètres de Niggli des faciès granitiques

|                                    | Ech.  | qz  | si  | al   | fm   | c    | alk  | mg   | k    | ti   | p    |
|------------------------------------|-------|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Massif<br>du<br>PEDROSO            | 542   | 22  | 158 | 24,5 | 51   | 15,5 | 9    | 0,48 | 0,23 | 2,03 | 0,25 |
|                                    | 532   | -9  | 151 | 32   | 46   | 7    | 15   | 0,53 | 0,40 | 2,50 | 0,41 |
|                                    | 545   | 23  | 176 | 32,5 | 47   | 7    | 13,5 | 0,59 | 0,35 | 1,46 | 0,27 |
|                                    | 396   | 34  | 230 | 39   | 28   | 9    | 24   | 0,41 | 0,08 | 2,20 | 0,66 |
| Massif<br>du<br>GARROTAL           | 499/1 | 78  | 256 | 39,5 | 30   | 11   | 19,5 | 0,41 | 0,47 | 2,12 | 0,47 |
|                                    | 490   | 100 | 284 | 44,5 | 25   | 9,5  | 21   | 0,20 | 0,55 | 2,33 | 0,52 |
|                                    | 72    | 91  | 287 | 30   | 31,5 | 14,5 | 24   | 0,44 | 0,52 | 4,83 | 0,25 |
|                                    | 466   | 125 | 313 | 48   | 21,5 | 8,5  | 22   | 0,27 | 0,54 | 1,64 | 0,27 |
|                                    | 489/2 | 200 | 428 | 55   | 12   | 1    | 32   | 0,29 | 0,58 | 1,06 | 0,35 |
|                                    | 114   | 207 | 449 | 49   | 12   | 3,5  | 35,5 | 0,21 | 0,42 | 0    | 0    |
| Massif<br>de<br>VENTAS<br>QUEMADAS | 538   | 182 | 410 | 43   | 20,5 | 4,5  | 32   | 0,46 | 0,54 | 0,68 | 0    |
|                                    | 529   | 122 | 322 | 41   | 31,5 | 2,5  | 25   | 0,51 | 0,48 | 1,65 | 0,27 |
|                                    | 528   | 143 | 345 | 42,5 | 31   | 1    | 25,5 | 0,31 | 0,54 | 2,65 | 0,59 |
|                                    | 537   | 221 | 445 | 51   | 18   | 0    | 31   | 0,60 | 0,35 | 0    | 0    |
|                                    | 392   | 110 | 314 | 41   | 33   | 0    | 26   | 0,48 | 0,31 | 1,39 | 0,28 |
|                                    | 536   | 209 | 461 | 47   | 12,5 | 2,5  | 38   | 0,46 | 0,47 | 0,27 | 0    |
|                                    | 551   | 250 | 478 | 57   | 8    | 3    | 32   | 0,15 | 0,68 | 0,38 | 0    |
|                                    | 556   | 296 | 506 | 61,5 | 9    | 2    | 27,5 | 0,30 | 0,35 | 0,80 | 0,40 |
|                                    | 546   | 178 | 370 | 50,5 | 22,5 | 4    | 23   | 0,27 | 0,52 | 1,27 | 0,32 |

Les courbes de variation montrent des fluctuations, parfois assez grandes qui leur confèrent un aspect de ligne brisée, mais qui sont dues en général à l'existence de faciès microgrenus et aplitiques. Cependant il est possible d'enregistrer des tendances évolutives en fonction des valeurs croissantes de *si* : les paramètres *al* et *alk* augmentent, tandis que *c* et surtout *fm* diminuent.

Des différences nettes apparaissent dans les teneurs de certains oxydes, tels que  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , pour les faciès granitiques, mis à part les microgranites et les aplites blanches. Le massif du Pedroso s'individualise bien du point de vue chimique, étant donné sa constitution dioritique. Pour les deux autres massifs, quelques remarques peuvent être faites au sujet de  $\text{SiO}_2$ , de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et des alcalins.

Les granites du Garrotal ont les teneurs moyennes suivantes :

et  $\text{SiO}_2 = 66,67 \%$   
 $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,49 \%$

De plus, tous les résultats obtenus pour les différents échantillons sont compris dans les intervalles de dispersion analytique, qui sont respectivement :

et  $64,13 \%-69,21 \%$  pour  $\text{SiO}_2$   
 $15,95 \%-19,03 \%$  pour  $\text{Al}_2\text{O}_3$

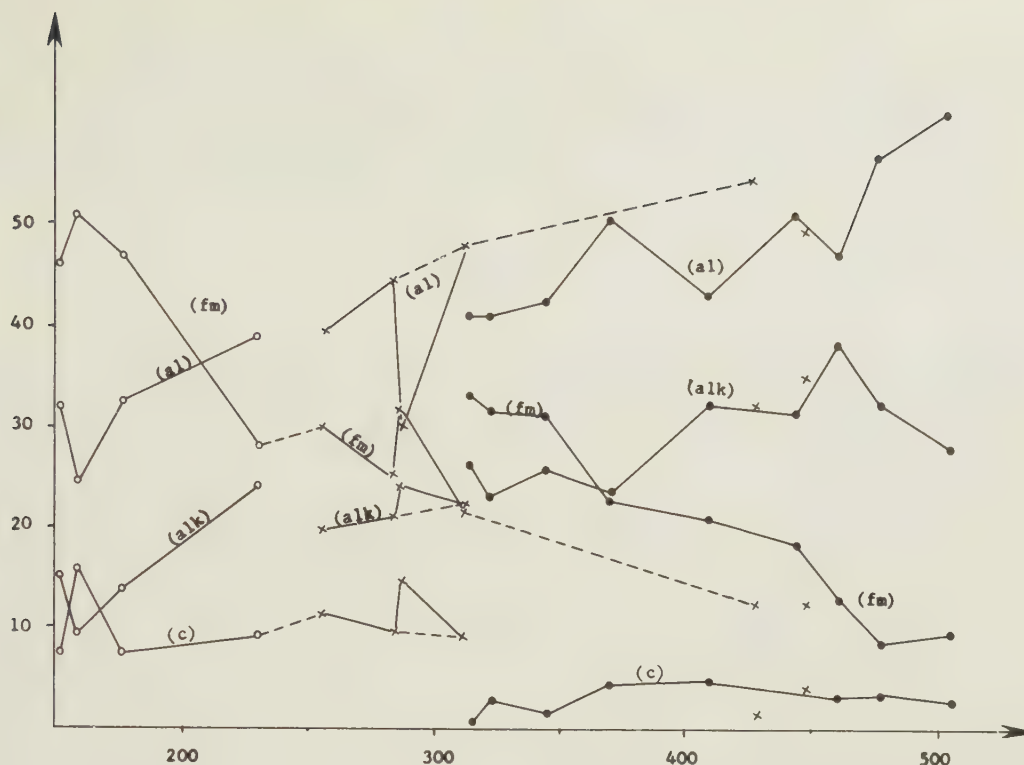


Fig. 70 - Paramètres de Niggli des faciès granitiques

Cercle : massif du Pedroso

Croix : massif du Garrotal

Point : massif de Ventas Quemadas

Pour les échantillons de granite rose, du massif de Ventas Quemadas, les valeurs sont les suivantes :

moyenne  $\text{SiO}_2$  : 71,21 %

moyenne  $\text{Al}_2\text{O}_3$  : 14,42 %

avec des zones de dispersion analytique de :

68,51 % - 73,91 % pour  $\text{SiO}_2$

et 13,12 % - 15,72 % pour  $\text{Al}_2\text{O}_3$

Pour ces deux éléments, les deux massifs granitiques apparaissent homogènes chimiquement. Il en est généralement de même pour les autres oxydes, dont les variances analytiques sont encore plus élevées.

Si nous comparons maintenant les valeurs trouvées pour  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dans les deux types de granite, nous voyons que le massif de Ventas Quemadas est *plus siliceux* et *moins alumineux* dans son ensemble. D'autre part la somme des alcalins  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  est plus élevée (environ 6,5 à 7 % contre 5,5 %), bien que cette variation soit peu nette.

Si nous poursuivons cette comparaison pour les faciès microgrenus, qui se rencontrent dans les deux massifs (éch. 114, 536), nous nous apercevons que leur composition chimique est analogue : teneur forte en  $\text{SiO}_2$  et en alcalins, assez faible en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , très faible en éléments ferromagnésiens et en chaux. Ce caractère chimique confirme les similitudes mises en évidence lors de l'étude pétrographique. Les aplites des deux batholites ont également de grandes ressemblances chimiques.

Le paramètre *si* permet de distinguer les faciès grenus de chaque massif (tableau XLVII).

Quant aux roches microgranitiques et aplitiques, elles ont des paramètres *si* supérieurs à 430.

| MASSIFS                    | Intervalle de variation de <i>si</i>                      |
|----------------------------|-----------------------------------------------------------|
| Massif du Pedroso:         | 150 - 180 (230 pour l'échantillon 396, qui est silicifié) |
| Massif du Garrotal:        | 256 - 313                                                 |
| Massif de Ventas Quemadas: | 314 - 410                                                 |

Si nous traçons les courbes de variation pour chacun des massifs (fig. 71), nous pouvons remarquer certaines tendances chimiques :

- les courbes pour les massifs du Garrotal semblent correspondre au prolongement de celles du massif du Pedroso ;

- les courbes *al* et *fm*, correspondant aux roches *grenues* des deux massifs granitiques (Ventas Quemadas et Garrotal), sont parallèles mais décalées vers les *si* croissant. Dans les deux cas, les *aprites* sont caractérisées par des valeurs fortes de *al* et faibles de *fm*.

- les courbes *alk* pour ces deux massifs sont au contraire dans le prolongement l'une de l'autre, le granite rose étant plus riche en alcalins

- les *microgranites* des deux gisements, dont les points représentatifs sont nettement groupés, se localisent à proximité des courbes de variations du granite de Ventas Quemadas.

Cette étude, à partir des paramètres de Niggli, fait entrevoir des hiatus et des continuités entre les divers massifs cristallins. L'explication en sera donnée après l'analyse de mode chimico-minéralogique de ces différents faciès.

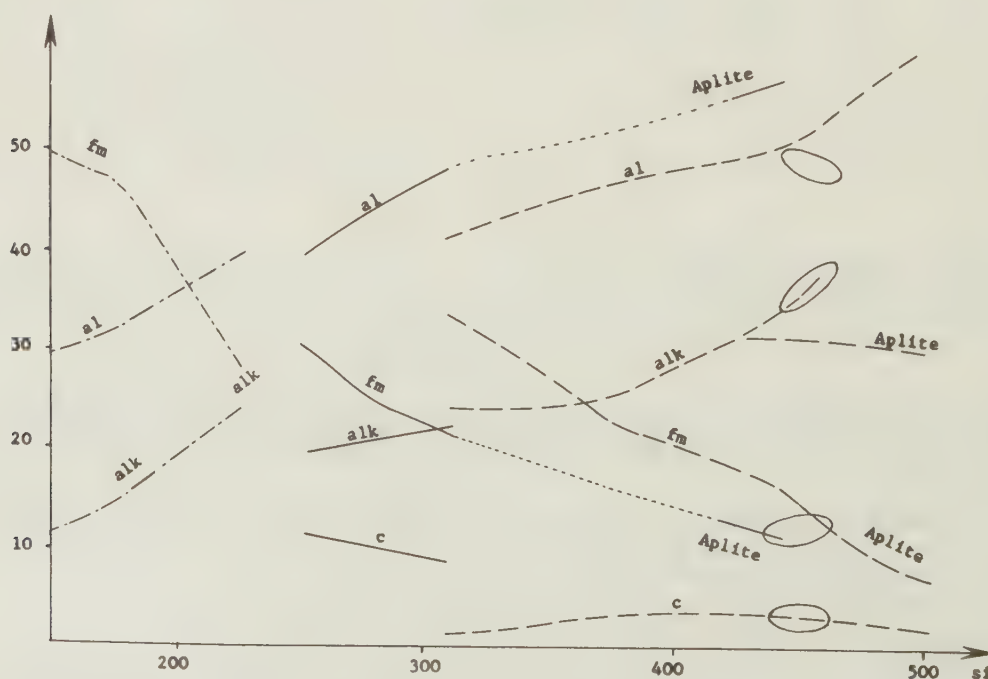


Fig. 71 - Courbes de variation des paramètres de Niggli des faciès granitiques

Trait-point : massif du Pedroso

Trait continu : massif du Garrotal

Tireté : massif de Ventas Quemadas

Zones entourées : microgranites du Garrotal et de Ventas Quemadas

### 3 - Le mode des différents faciès granitiques

La composition minéralogique a été reconstituée à partir de la composition chimique, en employant la méthode des *équivalents monométalliques*, préconisée par P. Laffitte (1957) et D.S. Korzhinskii (1959), à la suite des travaux de P. Niggli (1948) et G. Rocci (1955). L'emploi des déterminants nous a paru intéressant pour répartir K, Al entre le feldspath potassique et la muscovite. Le tableau XLVIII donne les résultats obtenus par cette méthode.

Tableau XLVIII  
Modes calculés des faciès granitiques

|                                        | PEDROSO | GARROTAL |      |      |       |      | VENTAS QUEMADAS |      |      |
|----------------------------------------|---------|----------|------|------|-------|------|-----------------|------|------|
|                                        | 542     | 499/1    | 72   | 490  | 489/2 | 114  | 538             | 551  | 536  |
| Apatite                                | 0,3     | 0,5      | 0,25 | 0,5  |       |      |                 |      |      |
| Ilménite                               |         | 1,0      | 2,2  | 1,0  | 0,3   |      | 0,2             |      |      |
| Sphène                                 | 2,1     |          |      |      |       |      |                 |      |      |
| Magnétite                              | 3,7     | 0,5      | 1,5  | 1,4  | 1,0   | 0,6  | 1,2             | 0,6  |      |
| Hématite                               |         |          |      |      |       | 0,9  |                 |      |      |
| Biotite                                | 11,6    | 24,6     | 17,6 | 14,4 | 3,2   | 1,6  | 8,8             | 2,4  | 7,6  |
| Hornblende verte                       | 33,1    |          |      |      |       |      |                 |      |      |
| Muscovite (+ séricite<br>épidote.....) |         | 1,0      |      | 4,0  | 11,2  | 10,2 | 1,0             | 14,2 | 3,5  |
| Albite                                 | 23,3    | 25,0     | 25,5 | 21,0 | 22,0  | 32,5 | 25,0            | 15,5 | 31,0 |
| Anorthite                              | 11,5    | 11,5     | 10,4 | 8,5  | 0,8   | 2,5  | 3,75            | 2,25 | 2,0  |
| Feldspath potassique                   |         | 6,5      | 17,0 | 17,5 | 23,4  | 15,5 | 24,5            | 22,8 | 20,0 |
| Quartz                                 | 14,2    | 28,8     | 25,6 | 31,6 | 38,3  | 36,2 | 35,5            | 42,1 | 35,8 |
| % An                                   | 33      | 31       | 29   | 28   | 3     | 7    | 14              | 11   | 6    |

Ces résultats peuvent être récapitulés de la façon suivante (tableau XLIX).

Tableau XLIX

|              | 542  | 499/1 | 72   | 490  | 489/2 | 114  | 538  | 551  | 536  |
|--------------|------|-------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Quartz       | 14,2 | 28,8  | 25,6 | 31,6 | 38,3  | 36,2 | 35,5 | 42,1 | 35,8 |
| Feldspath    | 34,8 | 43,0  | 52,9 | 47,0 | 46,2  | 50,5 | 53,2 | 40,5 | 53,0 |
| Reste        | 41,0 | 28,2  | 21,5 | 21,4 | 15,5  | 13,3 | 11,3 | 17,4 | 11,2 |
| Or/Feldspath | 0    | 0,15  | 0,32 | 0,39 | 0,51  | 0,31 | 0,46 | 0,56 | 0,38 |

La quantité de quartz croît de façon régulière des tonalites au granite rose ; ce minéral est encore plus abondant dans les microgranites (114 et 536) et dans les aplites (489 et 551). La chute

de la quantité de minéraux colorés est plus nette ; elle s'accompagne d'une augmentation du feldspath potassique, ce qui peut expliquer la faible variation de  $K_2O$  dans tous les échantillons de granite.

Il faut enfin remarquer la ressemblance qui existe entre les compositions minérales du granite de Ventas Quemadas (538) et les microgranites des deux massifs (114 et 536).

Cette étude chimico-minéralogique met en évidence le caractère potassique des roches qui appartiennent au massif de Ventas Quemadas ; cette constatation découlait logiquement de l'étude pétrographique, alors que les analyses chimiques et les paramètres de Niggli ne la laissaient pas apparaître de manière nette et frappante, d'autant plus que les phénomènes tardifs d'albitisation sont venus masquer les résultats bruts.

D'autre part, une certaine parenté chimique semble exister entre les faciès du Pedroso et ceux du Garrotal ; le caractère granodioritique qui se rencontre dans certaines roches des deux massifs correspondrait à un moyen terme entre les tonalites à amphibole et les granites calcoalcalins à porphyroblastes de microcline. L'ensemble formerait une suite évolutive où la biotite et ensuite le microcline interviendraient de façon prépondérante.

#### 4 - Comparaison avec les caractères chimiques des roches granitiques et dioritiques du complexe des Camachas

Nous avons montré (voir p. 203) que les diorites quartziques à hornblende du massif du Pedroso présentent des analogies pétrographiques avec celles du complexe granitisé des Camachas. Or les compositions chimiques sont également identiques (tableau XXXII, p. 165). Les roches granitiques du massif du Garrotal ont d'autre part des caractères chimiques tout à fait comparables avec ceux des granodiorites à cordiérite des Camachas (tableau XVIII, p. 134).

La représentation graphique des paramètres de Niggli, caractérisant tous ces faciès provenant respectivement des batholites syntectoniques (Pedroso et Garrotal) et du domaine des Camachas (fig. 72), met en évidence leur étroite liaison chimique. En particulier les intervalles de variation de *si* sont analogues dans chaque catégorie de roches :

*Diorites quartziques du Pedroso* : 150-180

*Diorites quartziques des Camachas* : 141-171

*Granites du Garrotal* : 256-313

*Granodiorites à cordiérite des Camachas* : 257-320

Les variations des autres paramètres en fonction des valeurs croissantes de *si* sont aussi très comparables dans les deux cas : augmentation régulière et continue de *al* et de *alk*, diminution corrélative de *fm* et de *c*.

En définitive, la parenté chimique, qui lie les roches des massifs du Pedroso et du Garrotal, s'étend aux faciès granitiques et dioritiques du complexe des Camachas. *Cet ensemble correspond donc à une même évolution pétrogénétique et traduit la continuité des phénomènes de granitisation dans des domaines structuralement différents (couverture sédimentaire et domaine cristallophyllien). On a donc une véritable "série granitique".*

### CORRÉLATION DES OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES, PÉTROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES

Les différents critères géologiques, pétrographiques, minéralogiques et chimiques vont nous permettre de retracer l'histoire des granitisations successives au sein des terrains paléozoïques. Rappelons brièvement les principales caractéristiques des différents massifs.

#### *Massifs du Pedroso et du Garrotal*

- massifs concordant avec les structures régionales, mis en place dans la zone de cisaillement du Pedroso

- âge antérieur au Westphalien moyen (dépôts de Villanueva de las Minas) (voir p. 191)

- constitution hétérogène : gamme de roches allant des tonalites à hornblende jusqu'aux granites calcoalcalins à biotite et à microcline.

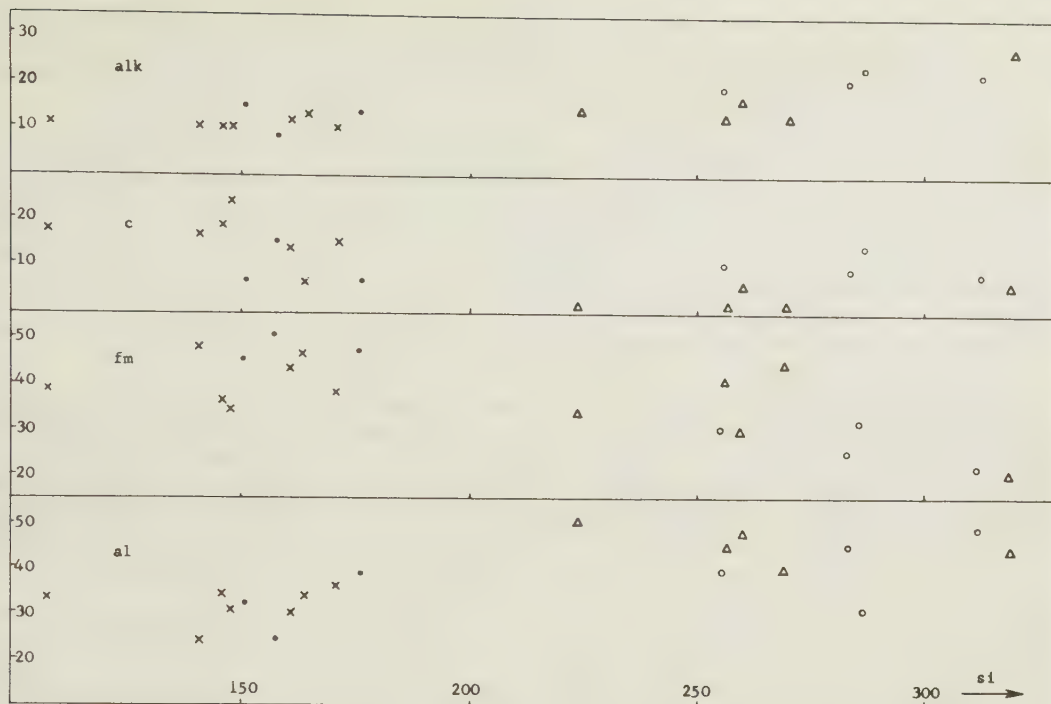


Fig. 72 - Paramètres de Niggli des faciès granitiques du Garrotal, du Pedroso et des Camachas.

Croix : diorite quartzique des Camachas

Triangle : granodiorite des Camachas

Point : diorite quartzique du Pedroso

Cercle : granite du Garrotal

- présence de nombreuses enclaves gneissiques, amphiboliques ou pyroxéniques, souvent de grandes dimensions, et identiques aux roches métamorphiques du massif de Lora del Rio.
- variation de la composition en fonction de la nature des terrains encaissants (tonalites du Pedroso en liaison avec les couches de Campoalla ; granites du Garrotal en liaison avec les couches du Tambor).
- analogie chimique de ces faciès granitiques et dioritiques avec ceux du complexe des Camachas ; leur géochimie est dominée par le caractère calco-sodique.

#### Massif de Ventas Quemadas

- massif recoupant de façon discordante les terrains encaissants et en particulier le massif du Pedroso ; il présente une structure en dôme.
- âge antérieur au Westphalien moyen (pour les mêmes raisons que pour les massifs précédents)
- constitution homogène : granite rose riche en quartz et en orthose, et dépourvu d'enclaves cristallophylliennes
- présence de nombreuses différenciations microgrenues et microlitiques, en taches diffuses ou en filons, recoupant parfois les sédiments cambriens
- caractère sodico-potassique très marqué.

Les massifs du Pedroso et du Garrotal se sont donc mis en place de façon syntectonique le long de la charnière structurale du Pedroso ; d'âge anté-Westphalien moyen, ils sont en liaison avec la phase sudète, qui correspond dans la région à l'écaillage, au cisaillement de divers compartiments plissés pendant la phase bretonne. Ce matériel essentiellement dioritique et granodioritique, qui renferme de nombreuses enclaves cristallophylliennes, et dont les associations minérales appartiennent au faciès amphibolite<sup>(1)</sup>, a pris naissance lentement au cours des mouvements orogéniques,

-----

(1) Le température de formation de ce matériel semble avoir été de l'ordre de 500° à 550° environ.

et souvent de manière imparfaite. Cette granitisation, d'origine *métasomatique* d'après les faits décrits plus haut, apparaît ainsi comme la continuation, dans un étage tectonique plus élevé des phénomènes de mobilisation qui ont affecté le domaine métamorphique de Lora del Rio ; son développement dans ces niveaux supérieurs a pu se produire grâce aux actions mécaniques de cisaillement.

Le massif de Ventas Quemadas, qui occupe une position structurale *post-tectonique* et qui est plus récent que les précédents, bien qu'antérieur au Westphalien moyen, s'est mis en place pendant la période de relaxation des contraintes, consécutive à la phase sudète. Il faut sans doute relier chronologiquement la *porphyroblastèse feldspathique* (microcline)<sup>(1)</sup> du granite du Garrotal à cette nouvelle granitisation (voir tableau XLII, p. 215) ; la diminution de la pression totale, a pu, en effet, entraîner des déséquilibres physico-chimiques dans le matériel granitique préexistant et favoriser ainsi la formation de porphyroblastes (Marmo, 1962 ; Roubault, 1962). Cette corrélation de phénomènes expliquerait la continuité des courbes de variation du paramètre *alk* (fig. 71), que nous avons soulignée p. 226, alors que les autres courbes présentent des discontinuités nettes.

Les associations minérales du granite rose de Ventas Quemadas et des terrains métamorphiques qui entourent ce massif, semblent indiquer une température de formation plus élevée que dans le cas précédent (600 à 650°). La mise en place du massif a été plus rapide ainsi que son ascension au sein de la couverture paléozoïque. Aussi cette montée rapide dans des niveaux plus superficiels (à pression hydrostatique plus faible et à potentiel chimique de H<sub>2</sub>O relativement plus intense) a-t-elle pu provoquer la naissance de différenciations microlitiques ou microgrenues, dont nous avons souligné la parenté évidente au point de vue minéralogique et chimique avec le granite rose.

Ces manifestations de caractère volcanique se sont poursuivies après le Westphalien moyen, au cours des mouvements tardifs, qui ont accentué le chevauchement du Pedroso et l'écaillage vers le Sud Ouest de toute la zone lorène. En même temps, les granites, placés à des niveaux tectoniques encore moins profonds, ont été modifiés, surtout en bordure des massifs, pour donner des *aplites à muscovite et à albite*. Ces transformations chimico-minéralogiques, d'origine tardive puisqu'elles intéressent aussi les faciès microgrenus, expliquent les décalages observés dans les courbes de variation des paramètres *al* et *fm* pour les deux massifs du Garrotal et de Ventas Quemadas (fig. 71, p. 226) : ces deux ensembles de roches granitiques ont évolué de façon parallèle vers des faciès aplitiques, mais les termes ultimes de cette évolution ont conservé certaines différences chimiques, existant entre les matériaux initiaux.

La formation de ces associations minérales (paragénèse III, tableau XLII, p. 215), caractéristiques du faciès *schistes verts*, apparaît donc comme la manifestation du réajustement des corps granitiques aux conditions physico-chimiques, conformes au faciès métamorphique de la région environnante<sup>(2)</sup> (épizone) ; ce réajustement a été favorisé par des déformations tectoniques ayant provoqué des microcataclases. Cette phase rétro-morphique s'est accompagnée également de phénomènes "hydrothermaux", mis en évidence dans l'auréole du massif de Ventas Quemadas (voir p. 203).

Cette étude fournit ainsi un exemple supplémentaire au schéma classique de la séquence granodiorite - granite en fonction de l'évolution orogénique.

-----  
(1) V. Marmo (1956) a montré, en effet, que le microcline dans les *granites syncinématiques* est en général plus récent que les autres constituants et se présente le plus souvent en phénoblastes au-milieu d'une "matrice ayant d'habitude une composition granodioritique ou même dioritique".

(2) On retrouve ainsi dans une même roche l'empreinte des diverses étapes minéralogiques, décrites par P. Michot (1948) dans sa classification naturelle des granites : la succession de ces associations minérales permet de retracer la migration verticale de la roche vers les étages tectoniques supérieurs. L'appréciation des faits d'observation, que nous avançons, est par conséquent conforme au "raisonnement dialectique", préconisé par cet auteur, contrairement au "processus classique de la logique formelle".

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Au terme de notre étude analytique, il est possible d'intégrer toutes les observations essentielles dans un ensemble donnant une vision générale et logique des phénomènes géologiques dans le Nord Est de la province de Séville. Certains de ces faits pétrographiques et structuraux ont sans doute une valeur plus générale et nous fournirons ainsi des modèles théoriques, susceptibles d'être appliqués ailleurs, au moins dans le cadre méridional de la Meseta Ibérique. Nous terminerons donc ce mémoire en évoquant successivement :

- l'histoire géologique de la région étudiée
- les conclusions de portée plus générale, pouvant servir de modèles théoriques.

### L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

Pour retracer l'histoire géologique du NE de la province de Séville, nous rappellerons tout d'abord les principaux faits concernant la sédimentation, le volcanisme, le métamorphisme et la tectonique.

#### 1 - La sédimentation

Deux cycles sédimentaires ont été mis en évidence. Le premier, qui eut lieu pendant l'Infracambrien et le Cambrien inférieur, est caractérisé par une puissante série de sédiments variés (plus de 3 000 m), comprenant des couches inférieures essentiellement détritiques, surmontées par des faciès argilo-calcaires. Il se termine par le dépôt d'arkoses grossières, traduisant une nette tendance à la régression.

Le Cambrien moyen et supérieur et le Trémadoc sont, en effet, marqués par une lacune stratigraphique. La sédimentation marine reprend à partir du Skiddavien et se poursuit durant l'Ordovicien et le Gothlandien, avec un régime très changeant et souvent néritique. Le Dévonien n'est pas connu dans la province de Séville ; par comparaison avec les régions voisines, il semble avoir été très lacunaire et peu épais. *Le cycle sédimentaire paléozoïque s'arrête donc avec les premiers mouvements de la phase bretonne.*

#### 2 - Le volcanisme

Les manifestations volcaniques ont été fréquentes pendant le Paléozoïque inférieur, et ont donné naissance à des sills de dolérites et des coulées de spilites. Elles se sont produites durant le cycle sédimentaire du Cambrien inférieur et présentent les caractères classiques du *volcanisme initial des domaines géosynclinaux*. La différenciation de ce matériel basique montre une liaison assez étroite avec le milieu d'émission, qui a influé sur la cristallisation des laves :

- sédiments détritiques : spilites
- sédiments carbonatés : dolérites
- calcaires cristallins : gabbros et pegmatitoïdes basiques.

Un autre type de volcanisme apparaît au cours de l'orogénèse varisque ; de nature rhyolitique, il accompagne ou suit immédiatement la mise en place du massif granitique de Ventas Quemadas, dans les fractures provoquées par les mouvements tectoniques des phases sudète et asturienne.

Tableau L

Histoire géologique du NE de la province de Séville

| AGES                           | PHASES<br>OROGENIQUES | MANIFESTATIONS GEOLOGIQUES                                                                                                                                                                                                      | MANIFESTATIONS TECTONIQUES                                                                                                  |
|--------------------------------|-----------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| PERMIEN INF.<br>STEPHANIE      | <i>Saaliq</i>         | Sédimentation du bassin du Viar                                                                                                                                                                                                 | Rejeu des chevauchements                                                                                                    |
|                                | <i>Asturienne</i>     | Sédimentation du bassin de Villanueva de las Minas<br>Dénudation considérable                                                                                                                                                   | Rejeu des chevauchements                                                                                                    |
| CARBONIFERE<br>INFÉRIEUR       | <i>Sudète</i>         | Mise en place du granite post-tectonique de<br>Ventas Quemadas et volcanisme acide.<br><br>Mise en place des granites syntectoniques du<br>Garrotal et du Pedrochal                                                             | Chevauchements vers le Nord<br>dans la zone de Constantina et vers<br>le Sud dans la zone lorène<br><br>Plis orientés NW-SE |
|                                | <i>Bretonne</i>       | Montée diapirique du complexe granité des<br>Camachas ; décollement à l'Ouest avec mise en<br>place des granites tardimigmatiques<br><br>Métamorphisme général (faciès <i>amphibolite</i> ) de la<br>série gneissique orientale |                                                                                                                             |
| DEVONIE<br>SILURIE             |                       | Sédimentation marine                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                             |
| CAMBRIEN INF.<br>INFRACAMBRIEN | <i>Sardique</i>       | Dénudation<br><br>Sédimentation marine ; volcanisme basique                                                                                                                                                                     | Ondulation de faible amplitude                                                                                              |

### 3 - Le métamorphisme

Les formations sédimentaires du Paléozoïque inférieur sont atteintes dans la zone lorène par un métamorphisme général à caractère épizonal. Le degré métamorphique s'accroît dans le massif cristallophyllien de Lora del Rio, où la plupart des gneiss ont cristallisé dans les conditions du faciès *amphibolite*. Ces recristallisations métamorphiques qui caractérisent ainsi la *série gneissique orientale* ont une origine syntectonique et ont eu lieu pendant les premières pulsations de l'orogénèse varisque.

En profondeur, une granitisation générale, légèrement postérieure au métamorphisme des gneiss, se développe à la base du faciès *amphibolite* dans le sous-faciès à *hornblende brun-vert*, et donne naissance aux granodiorites et aux diorites quartziques du massif des Camachas. En même temps, s'élabore le matériel granitique qui se met en place ultérieurement dans les couches paléozoïques sous la forme de massifs à bords circonscrits.

### 4 - L'évolution structurale de la zone lorène

Les phénomènes sédimentaires, volcaniques et métamorphiques sont intimement liés à l'évolution structurale de la zone lorène.

- Le géosynclinal cambrien, fortement subsident, est progressivement rempli par des sédiments et des formations volcaniques, dont l'épaisseur dépasse 3 000 mètres. Ce régime géosynclinal cesse lors des mouvements tectoniques de la phase sardique qui provoquent des ondulations de faible amplitude. Ces déformations peu accentuées sont actuellement masquées par des plissements varisques.

- L'exondation qui suit le plissement sardique, entraîne une longue période d'érosion, depuis le Cambrien moyen jusqu'au Trémadoc. Un nouveau domaine géosynclinal s'installe à partir du Skiddavien dans la région et disparaît lors de l'orogénèse varisque. Son développement moins important que le précédent se traduit par une sédimentation moins continue, entrecoupée de nombreuses lacunes. Du point de vue paléogéographique, le NE de la province de Séville semble appartenir durant cette période à la *ride eugéanticlinale*(1).

L'orogénèse varisque est caractérisée par des plissements d'âge anté-westphalien. La phase bretonne est responsable de la formation des plis d'orientation générale NW-SE ; elle est accompagnée par le métamorphisme général et par la migmatisation du massif de Lora del Rio, avec un certain décalage entre ces deux phénomènes. La phase sudète est marquée par l'apparition de grands chevauchements, de direction NW-SE à W-E. C'est à ce moment qu'eurent lieu le soulèvement de la zone lorène et son chevauchement vers le Nord sur la zone de Constantina ; cette longue charnière tectonique a été "cicatrisée" par la mise en place de granites syntectoniques (massifs du Garrotal et du Pedroso). La période de relaxation, consécutive à la phase sudète, coïncide avec la montée du massif granitique de Ventas Quemadas, dont l'histoire se poursuit ensuite par des manifestations volcaniques dans les étages tectoniques supérieurs.

Les mouvements tectoniques d'âge post-westphalien s'expriment simplement par des réajustements et par le jeu d'anciens accidents.

Les résultats dont nous venons de donner une analyse rapide et objective, sont résumés de façon synthétique dans le tableau L.

## CONCLUSIONS DE PORTÉE GÉNÉRALE

L'interprétation des phénomènes géologiques, résumés dans le tableau L permet d'énoncer des modèles théoriques dont la valeur est générale et dépasse le cadre purement régional.

### 1 - Evolution structurale

La compréhension structurale de la région étudiée est facilitée en adoptant les notions d'*infrastructure* et de *superstructure* définies par E. Wegmann (1935) et appliquées récemment en Bretagne méridionale par J. Cogné (1960).

-----  
(1) Voir J. Auboin (1961), pour la définition de ce terme.

#### a) Point de vue géométrique

Les relations entre l'infrastructure et la superstructure de la Sierra Morena sont parfaitement analysables dans la zone lorène.

- L'*infrastructure* est représentée tout d'abord par le complexe granitisé des Camachas, qui provient de l'homogénéisation fondamentale des formations cambriennes métamorphisées, dans un étage tectonique profond. C'est un "domaine de grande mobilité", qui se traduit dans la région par le *soulèvement diapirique* de cet ensemble. Sur sa bordure occidentale, cette unité s'est désolidarisée de son enveloppe gneissique, zone de transition entre l'infrastructure et la superstructure.

Les massifs granitiques à bords circonscrits correspondent également à ce domaine d'infrastructure et se sont mis en place à la faveur des mouvements tectoniques successifs dans des étages tectoniques plus élevés.

- La *superstructure* comprend les deux unités reconnues par les auteurs cités plus haut. Le *socle* est constitué ici par les terrains anté-ordoviciens qui ont été affectés par les mouvements de la phase sardique ; il est atteint largement par le métamorphisme général qui s'est développé au début de l'orogénèse varisque. La *couverture sédimentaire* paléozoïque, n'est représentée dans la région étudiée que par les formations siluriennes. Comme le socle, elle a subi des déformations dues à l'orogénèse varisque, et présente très localement des traces de métamorphisme (Parroso par exemple).

#### b) Point de vue chronologique

La structure générale de la région, telle qu'elle apparaît actuellement, résulte essentiellement de la succession de deux phases tectoniques principales au moment de l'orogénèse varisque.

Les mouvements précoces de la phase bretonne, qui ont entraîné le plissement de la superstructure, sont accompagnés du métamorphisme général du socle, situé dans les étages tectoniques inférieurs. Au moment où s'amorce la relaxation des contraintes, se produisent les phénomènes d'homogénéisation granitisante, à partir du matériel métamorphique (*faciès amphibolitique*). La diminution de la pression totale favorise en effet l'augmentation de volume qui semble caractériser la granitisation. La formation de cette *infrastructure granitique*, de densité relativement faible, et l'augmentation de volume, qui s'y rattache, nécessitent l'expansion de ce domaine, qui entreprend alors un mouvement ascensionnel. Ce soulèvement s'effectue d'ailleurs de façon différentielle, comme l'a montré C.E. Wegmann (1959) : les parties hautes (*culminations axiales*) montent plus vite que les parties basses (*dépressions*) ; ce mécanisme accentue de plus en plus l'ondulation de la surface supérieure de l'infrastructure, au niveau de laquelle peuvent se produire des décollements avec l'environnement.

Ces phénomènes "infrastructuraux" ont des répercussions importantes sur la superstructure. Ce dernier domaine est affecté par un soulèvement général, plus ou moins différentiel, auquel succèdent une érosion intense des zones élevées et une accumulation rapide de sédiments détritiques (*faciès Culm*) dans les dépressions. Les contraintes mécaniques qui en résultent provoquent son écaillage, en fonction de son anisotropie. A la faveur de ces zones de cisaillement, qui découpent la couverture et le socle, et qui peuvent intéresser localement les voûtures anticlinales de l'infrastructure, devenues plus rigides dans des niveaux tectoniques plus élevés, se mettent en place les massifs granitiques "intrusifs", parties plus mobiles de l'infrastructure. Enfin les corps granitiques les plus mobiles atteignent les étages plus superficiels, où ils acquièrent un état de plus en plus sub-volcanique.

Les mouvements de cisaillement (chevauchements) et la mise en place des massifs granitiques à bords circonscrits, caractérisent en fait la *phase sudète* de l'orogénèse varisque. Nous voyons ainsi que, dans le schéma proposé plus haut, *cette dernière phase apparaît comme une conséquence normale des phénomènes liés à la phase bretonne.*

Les manifestations tectoniques ultérieures, de style cassant, (phases asturienne et saalique) ne font qu'accentuer le morcellement et l'écaillage de la superstructure et de la partie déjà consolidée de l'infrastructure, que révèle le niveau actuel de dénudation.

## 2 - Essai sur le métamorphisme général

Dans la troisième partie du mémoire, nous avons insisté sur l'intérêt que présente la détermination de sous-faciès minéraux, en particulier à partir de l'étude des formations basiques, pour résoudre les problèmes relatifs aux conditions du métamorphisme général. Une fois atteint ce stade de la connaissance, il est possible de déduire une valeur relative du gradient géothermique, qui a

existé au moment des recrystallisations métamorphiques. D'autre part, la localisation du métamorphisme dans les chaînes de montagnes est remarquable. Une hypothèse peut alors être avancée sur la relation entre les types de métamorphisme et les unités paléogéographiques et structurales d'une chaîne géosynclinale, dont J. Auboin (1961) vient de proposer un schéma d'évolution générale.

A. Miyashiro (1961) a décrit, en effet, l'association de ceintures métamorphiques disposées par paires autour du Pacifique ; il distingue une *ceinture interne*, dans laquelle s'est développé un métamorphisme du type andalousite-sillimanite ou intermédiaire de basse pression, et une *ceinture externe*, du type jadéite-glaucophane ou intermédiaire de haute pression. Du point de vue historique, ces ceintures métamorphiques sont connues dans les époques suivantes :

- *Type andalousite-sillimanite et intermédiaire basse pression* : Antécambrien et Mésozoïque.
- *Type disthène-sillimanite* : Paléozoïque.
- *Type jadéite-glaucophane* : Mésozoïque.

Il semble admis, d'autre part, que l'enfocement pur et simple des matériaux n'est pas responsable du métamorphisme. F. Turner et J. Verhoogen (1960) insistent sur le fait que ce phénomène "apparaît seulement quand et où la chaleur, et probablement l'eau, entrent dans les roches, produisant un métamorphisme en quantités anormales". Mais la source de cette chaleur est encore inconnue. Donc, comme l'a d'ailleurs souligné J. Auboin (1961), *le métamorphisme a une localisation bien particulière dans tout ensemble géosynclinal : de façon générale, il caractérise les zones internes.*

Essayons de poursuivre ce schéma, en tenant compte des divers types de métamorphisme et de leur localisation relative au sein d'un orogène.

*Le métamorphisme du type jadéite-glaucophane*, qui est largement développé dans les montagnes alpines, est localisé surtout dans la partie des zones internes qui chevauchent les zones miogéosynclinales ; c'est par exemple le cas des nappes penniques des Alpes orientales. L'existence d'un matériel ophiolitique, abondant dans ce domaine, provenant d'un intense volcanisme initial, et dont une grande partie est charriée sur les Externides (nappe ophiolitique des Dinarides : Brunn (1956 ; Auboin, 1959...), a favorisé la formation de faciès glaucophaniques sous l'action de pressions dynamiques élevées. Ce type de métamorphisme, qui est un *métamorphisme de position* parfois postérieur à la tectogénèse, n'intéresse que la superstructure de la chaîne. Aussi a-t-il pratiquement disparu des ensembles montagneux anciens.

*Le métamorphisme du type andalousite-sillimanite* affecte un matériel qui joue un rôle de socle dans l'ensemble géosynclinal en gestation. Ce socle peut être constitué soit par un complexe cristallophyllien et granitique, déjà induré fortement, soit par une série sédimentaire, ayant subi une orogénèse antérieure. L'évolution métamorphique de ce domaine aboutit à la formation de l'infrastructure de l'orogène.

Les caractères particuliers de ce métamorphisme, tels que nous les avons décrits dans la troisième partie, indiquent l'influence d'un *gradient géothermique élevé*, ou du moins, l'action d'une pression lithostatique relativement faible. Une autre particularité à retenir de ce phénomène, est représentée par son *évolution biphasée* qui comporte une phase précoce de recrystallisation métamorphique, donnant naissance à des roches gneissiques, suivie d'une phase de granitisation, ou du moins de feldspathisation, généralisée.

Pour expliquer les caractères particuliers de ce métamorphisme, deux interprétations peuvent être avancées. Pour G. Guitard (1958) par exemple, ce type de métamorphisme, caractérisé en particulier par le *développement de l'andalousite*, serait l'expression globale d'une évolution métamorphique biphasée ; autrement dit, c'est parce que les phénomènes métamorphiques se sont déroulés en deux phases successives, qu'ils se traduisent par ces associations minérales particulières.

Un autre point de vue consiste à rechercher dans l'existence d'un gradient géothermique élevé la cause même des modalités de ce métamorphisme, en particulier de son déroulement biphasé. En effet, le domaine des températures de mobilisation ou d'activation serait atteint à la base du faciès *amphibolite* pour une pression totale relativement faible. Dans un tel milieu, les phénomènes de mobilisation peuvent se produire avec augmentation de volume, se traduisant alors par des granitisations.

D'autre part, la localisation paléogéographique de ce type de métamorphisme explique sa particularité. Parmi les zones internes d'une chaîne de montagne, la *ride eugéantyclinale* paraît la plus propice au développement de telles conditions de métamorphisme : flux de chaleur important et

pression lithostatique peu élevée. Ce domaine est pourvu en effet d'une couverture sédimentaire réduite ; il est constitué par un fond sialique, plus ou moins rigide et peu mobile dont les matériaux radioactifs augmentent le flux thermique ; enfin il est affecté par les mouvements précoces de l'orogénèse, ce qui explique les recristallisations métamorphiques, concomitantes de ces mouvements.

En résumé, le métamorphisme du type andalousite-sillimanite intéresserait un matériel ayant déjà subi un cycle orogénique antérieur (*socle*), et se développerait dans les étages tectoniques inférieurs du domaine de la ride eugéanticlinale.

Enfin, le métamorphisme du type *disthène-sillimanite*, parfois appelé *métamorphisme dalradien*, affecterait le matériel déposé dans le *sillon eugéosynclinal*. Du fait de la couverture sédimentaire très importante, la pression totale, comparativement à la température, croît plus vite en fonction de la profondeur dans ce milieu que dans la ride eugéanticlinale. L'évolution de ce type de métamorphisme est en général *monophasée* et se poursuit par l'apparition des conditions du faciès *granulite*, dans les étages tectoniques inférieurs. Dans ces domaines de mobilisation, la température est assez élevée pour provoquer une forte activation des éléments chimiques ; mais les valeurs élevées de la pression et l'absence d'eau ne permettent que le développement des réactions métasomatiques s'effectuant à volume constant ou avec diminution de volume. Les phénomènes de granitisation ne peuvent donc pas se produire dans de telles conditions ; ils ne prennent naissance qu'au moment des relaxations orogéniques, lorsque, la température étant toujours élevée, le métamorphisme évolue vers un type de moindre pression, par déstabilisation des paragénèses anhydres du faciès *granulite* (apparition de la cordiérite par exemple, Von Eller, 1963).

Le modèle théorique que nous venons d'exposer met l'accent sur les liaisons qui existent entre les types de métamorphisme et les unités paléogéographiques et structurales d'une chaîne géosynclinale. Il est évidemment incomplet, car nos connaissances sur le régime thermique de l'écorce terrestre sont encore très fragmentaires ; à ce stade de l'hypothèse, nous rejoignons d'autre part, le problème des causes de l'orogénèse. Il présente cependant l'avantage de constituer une synthèse logique de plusieurs phénomènes géologiques, caractérisant l'évolution métamorphique et l'évolution structurale d'un orogène. Nous pensons aussi, que ce schéma, sans doute perfectible, peut être utile pour retrouver en fonction des types de métamorphisme la configuration des unités paléogéographique dans les chaînes anciennes.

## BIBLIOGRAPHIE

- AHLFELD F. (1958) - Zinn und Wolfram. *Die Metallischen Rohstoffe*, Bd. 11, 212 p.
- ATLAS L. (1952) - The polymorphism of  $\text{MgSiO}_3$  and solid state equilibria in the system  $\text{MgSiO}_3$  -  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ . *Journ. of Geol.*, vol. 60, pp. 125-147.
- AUBOIN J. (1959) - Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Epire et de la Thessalie. *Ann. géol. Pays hellén.*, t. X, pp. 1-483.
- AUBOIN J. (1961) - Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. III, n° 7, pp. 629-712.
- BARTH T.F.W. (1956) - Studies in gneiss and granite - I and II. *Skrf. Norsk. Vid.-Akad. Oslo, I Mat. - naturv.*, Kl. I, pp. 1-36.
- BATTEY M.H. (1956) - The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. *Geol. Mag.*, vol. 93, pp. 89-110.
- BEHR A., BLANCHET M.-L. et MALAPRADE L. (1960) - Méthode rapide de dosage des principaux éléments d'une roche silicatée naturelle. *Chimie analytique*, n° 10, pp. 501-507 et n° 11, pp. 557-561.
- BORISENKO L.F. (1961) - Le scandium. Traits géochimiques principaux. Sa minéralogie. Les types génétiques des gisements. (en russe). *Izdat. Akad. Nauk. S. S. S. R.* - Moscou - 130 p.
- BOWEN N.L. (1940) - Progressive metamorphism of siliceous dolomite. *Journ. of Geol.*, vol. 48, pp. 225-274.
- BOYD F.R. (1959) - Hydrothermal investigations of amphiboles. In "*Researches in Geochemistry*", p. 377 - Wiley, New-York.
- BRAJNIKOV B. (1949) - Les rapports numériques et volumiques de l'oxygène dans les minéraux et les roches. *Inst. tecnologia indust., Belo Horizonte, Minas Gerais, Bresil* - Bol. 8, 32 p.
- BRINK A.H. (1960) - Petrology and ore geology of the Vila Real - Sabrosa-Vila Pouca de Aguilar region, Northern Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal.*, t. XLIII, 143 p.
- BROWN G.M. (1961) - Co-existing Pyroxenes in igneous Assemblages. A réévaluation of the existing data on tie-line orientations. *Geol. Mag.*, Vol. 98, pp. 333-343.
- BRUNN J.H. (1956) - Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. *Ann. géol. Pays hellén.*, vol. VII., 358 p.
- BRUNN J.H. (1961) - Les sutures ophiolitiques - Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynamique*, 2ème série, vol. IV, fasc. 2, pp. 89-96 ; fasc. 3, pp. 181-202.
- BUDDINGTON A.F., LEONARD B.F. (1953) - Chemical petrology and mineralogy of hornblendes in Northwest Adirondack granitic rocks. *Amer. Miner.*, vol. 38, pp. 891-902.
- CALDERON S. (1896) - Estructura del terreno terciario del Guadalquivir en la provincia de Sevilla. *Bol. Com. Map. Geol.*, t. XX, pp. 313-318.
- CALDERON S., DEL RIO C. (1894) - Epidiorita de Cazalla de la Sierra. *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXIII, p. 5.
- CLARK R.H. (1952) - The significance of flow structure on the microporphyrite ophitic basalt of Arthur's Seat. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, vol. 15, p. 69-83.
- COGNÉ J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Expl. Carte. Géol. dét. France*, 382 p.
- COMPTON R.R. (1958) - Significance of amphibole paragenesis in the Bidwell Bar Region, California. *Amer. Miner.*, vol. 43, pp. 890-907.
- DALY R. (1914) - Igneous rocks and their origin. Mc Graw Hill éd., New-York. 563 p.

- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1963) - Rock-forming minerals. Vol. 2 : Chain Silicates. Longmans édit., 379 p.
- DEWEY H. et FLETT J.S. (1911) - Some British pillow-lavas and the rocks associated with them. *Geol. Mag.*, VIII, pp. 202-209 et 241-248.
- DRESCHER-KADEN F.K. (1948) - Die Feldspat - Quarz - Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Berlin, Göttingen et Heidelberg ; Springer éd., 259 p.
- DUBERTRET L. (1937) - Sur la constitution et la génèse des roches vertes syriennes. *C. R. Ac. Sci.*, t. 204, p. 1663.
- ELLER J.-P. (Von) (1963) - Présence et signification de la cord  rite dans le métamorphisme régional. *Krystalinikum* 2, Prague - à paraître (manuscrit déposé le 11 - 3 - 1962).
- ENGEL C.G. (1959) - Igneous rocks and constituent hornblendes of the Henry Mountains, Utah. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, n  8, pp. 951-980.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G., HAVENS R.G. (1961) - Variations in properties of hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, northwest Adirondack Mountains, New-York. *U. S. Geol. Survey, Professional Paper* 424 C, pp. 313-316.
- EVANS B.W. et LEAKE B.E. (1960) - The composition and origin of the striped Amphibolites of Connemara, Ireland. *Journal of Petrology*, vol. 1, part 3, pp. 337-363.
- EVZIKOVA N.Z. (1955) - Sur les pegmatites des roches basiques et le mécanisme de la naissance de la structure graphique du quartz et du feldspath. *Bull. Soc. Minér. U. R. S. S.*, pt. 84, n  3. Traduction V. KOVENKO, 16 p.
- FAIRBAIRN H.W. (1934) - Spilite and the Average Metabasalt. *Amer. Journ. of Sci.*, vol. 227, pp. 92-97.
- FAIRBAIRN H.W. (1943) - Packing in ionic minerals. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 54, pp. 1305-1374.
- FLAHERTY G.F. (1934) - Spilitic rocks of southeastern New-Brunswick. *Journ. of Geol.*, XLII, n  8, p. 875.
- FOSLIE S. (1945) - Hastingsites and amphiboles from the epidote-amphibolite facies. *Norsk   ol. Tidsskr.*, vol. 25, pp. 74-98.
- FRANCIS G.H. (1956) - Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional metamorphism. *Geol. Mag.*, vol. 93, pp. 353-368.
- FRICKE W. (1951) - Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nord stlicher Sierra Morena und Extremadura. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, n  103, pp. 136-138.
- FYFE W.S., TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1958) - Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 73, 259 p.
- GAVAL  J. (1927) - Memoria correspondiente à la hoja de Cantillana-Mapa geológico 1/50 000. *Bol. Inst.   ol. y min. España* (3), 9.
- GHOSE S. (1962) - The nature of  $Mg^{2+}$ - $Fe^{2+}$  distribution in some ferro-magnesium silicate minerals. *Amer. Miner.*, vol. 47, n  3-4, pp. 388-394.
- GILLULY J. (1935) - Keratophyres of eastern Oregon and the spilite problem. *Amer. Journ. of Sci.* (5), vol. XXIX, pp. 225-252 et 336-352.
- GIRAUD P. (1958) (paru 1960) - Les roches basiques de la région d'Andriamena   Madagascar et leur minéralisation chromifère. *Annales Géol. de Madagascar*, fasc. n  XXVII, 96 p.
- GLANGEAUD L. (1952) - Réflexions sur les travaux de la XVème section (Pal ovolcanologie et tectonique). *XIXème Congr.   ol. inter ; Alger*, fasc. XVII pp. 235-239.
- GOVINDARAJU K. (1963) - Dosage des éléments de traces dans les roches silicatées par spectrométrie photoélectrique, avec le Quantom tre A. R. L. *Publ. G. A. M. S. ; 25  Congrès*, juin 1963, (sous presse).
- GUITARD G. (1958) - Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne, de l'Ariège à la Méditerranée. *Bull. Soc.   ol. Fr.*, 6  série, t. VIII, pp. 825-852.
- HAFNER S. et LAVES F. (1957) - Ordnung/Unordnung und Ultrarotabsorption. *Zeit. Kristallogr.*, vol. 109, pp. 204-225.
- HALLIMOND A.F. (1943) - On the graphical representation of the calciferous amphiboles. *Amer. Miner.*, vol. 28, pp. 65-89.
- HARKER R.I. et TUTTLE O.F. (1956) - Experimental data on the  $P_{CO_2}$  - T curve for the reaction : calcite + quartz  $\rightleftharpoons$  wollastonite + carbon dioxide. *Amer. Journ. of Sci.*, vol. 254, pp. 468-478.
- HENKE W. (1927) - Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaen). *Abh. senckenb. naturf. Ges.*, 39, 2. Frankfurt am Main 1927. *Publ. Extranj. Geol. Esp.*, 7, pp. 73-99. Madrid 1953.
- HENNINGSMOEN G. (1957) - Los Trilobitos de las capas de Sauklanda, C mbrico inferior, en Andaluc a. *Est. Geol.*, vol. 14, n  35-36, pp. 251-271.

- HENTSCHEL H. (1952) - Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dill Gebiet. *Deutsch. geol. Gesell. Zeitschr.*, vol. 104, pp. 237-246.
- HENTSCHEL H. (1960) - Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. *Geol. Rundschau*, Bd. 50, pp. 33-46.
- HESS H. (1949) - Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes ; part 1. *Amer. Miner.*, vol. 34, pp. 621-666.
- HESS H. H. (1952) - Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions. *Am. Journ. of Sci., Bowen vol.*, part I, pp. 173-187.
- HEWLETT C. G. (1959) - Optical properties of potassic feldspars. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, n° 5, pp. 511-538.
- HOLMES A. (1928) - Nomenclature of petrology. Murby, London.
- HOWIE R. A. (1955) - The geochemistry of the charnockite series of Madras, India. *Roy. Soc. Edinburgh Trans.*, vol. 62, pt. 3, pp. 725-768.
- HUPÉ P. (1952) - Contribution à l'étude du Cambrien inférieur et du Précambrien III de l'Anti-Atlas marocain. *Notes et Mém. Serv. Géol. du Maroc*, n° 103.
- HUPÉ P. (1953) - Sur les affinités des Trilobites du Cambrien inférieur marocain. *XIX<sup>e</sup> Congr. géol. intern.*, section II, fasc. II, p. 41. Alger 1953.
- HUPÉ P. (1960) - Sur le Cambrien inférieur du Maroc. *XXI<sup>e</sup> Congr. géol. intern.* ; Part VIII, p. 75-85.
- JAFFÉ F. C. (1955) - Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets (Chablais, Haute-Savoie). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, vol. 35, pp. 1-150.
- JOHANNSEN A. (1948) - A descriptive petrography of the Igneous Rocks. Vol. III ; University of Chicago Press.
- KOCH P. (1959) - Contribution à l'étude géologique du socle de l'Afrique. Le Précambrien de la frontière occidentale du Cameroun central. *Territ. de Cameroun, Bull. Serv. Direct. des Mines et de la Géol.*, n° 3, 299 p.
- KORZHINSKII D. S. (1959) - Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals (traduit du russe). Consultants Bureau, New-York, 142 p. 86 fig.
- KOSSMAT F. (1921) - Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erde. *Abh. Sächs. Akad. Wiss.*, Bd. 38.
- KOSSMAT F. (1937) - Der ophiolitische Magmagürtel in den Kettengebirgen des Mediterranensystems. *S. Ber. pr. Akad. Wiss. phys. math.*, kl. 23, pp. 308-325.
- KRETZ R. (1961) - Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples : orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. *Journ. of Geol.* ; Vol. 69, n° 4, pp. 361-87.
- KRUMMENACHER D. (1959) - Le Cristallin de la région de Fully (Valais). *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, Bd. 39, Heft 112, pp. 157-266.
- KUNO H. (1955) - Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes. *Amer. Miner.*, vol. 40, n° 1 et 2, pp. 70-93.
- LACROIX A. (1889) - Contributions à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernérite. *Bull. Soc. Fr. Minér.*, t. 12, pp. 83-364.
- LACROIX A. (1891) - Sur la transformation des feldspaths en dipyre. *Bull. Soc. Fr. Minér.*, t. 14, pp. 16-29.
- LAFFITTE P. (1957) - Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson, éd., Paris. 358 p.
- LAFFITTE P. (1958) - Propagation de la chaleur dans les roches autour d'une source chaude sphérique. *Bull. Soc. Fr. Minér.* t. LXXXI, pp. 147-149.
- LAN (1851) - Notes de voyages sur la Sierra Morena et le Nord de l'Andalousie. *Ann. Mines*, (5), 12, Paris.
- LAPADU-HARGUES P. (1945) - Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> série, t. XV, pp. 255-310.
- LAPADU-HARGUES P. (1949) - Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. *Bull. Soc. géol. Fr.* ; 5<sup>e</sup> série, t. XIX, pp. 89-107.
- LAPADU-HARGUES (1958) - Observation à propos des amphibolites. *C. R. Soc. géol. Fr.*, n° 6, pp. 132-133.
- LA ROCHE H. de (1958) - Essai sur quelques problèmes du métamorphisme des séries silico-alumineuses. *Service géologique de Madagascar* ; 44 p. ronéot.
- LAVES F. et GOLDSMITH J. R. (1961) - Polymorphism, order, disorder, diffusion and confusion in the feldspars. *Cursillos Conferencias "Lucas Mallada"*, fasc. VIII, pp. 71-80.

- LEAKE B.E. (1960) - Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites. *Amer. Miner.*, vol. 45, p. 282-298.
- LEHMANN E. (1950) - Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, Bd. 2 pp. 1-166.
- LOTZE F. (1937) - Bericht über die Ergebnisse der geologischen Untersuchungen im Huelva-Distrikt. Nichtveröffentlichtes Gutachten 1937.
- LOTZE F. (1942) - Die Iberische Halbinsel. *Geol. Jh.*, 4 B, pp. 245-257.
- LOTZE F. (1945 a) - Einige Probleme der Iberischen Meseta. *Geotekton. Forsch.*, Hft. 6 ; zur Geol. der Iberischen Meseta. I, pp. 1-12. *Publicacione Extranjeras* - 1950 - 5, pp. 41-58.
- LOTZE F. (1945 b) - Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekton. Forsch.*, Hft. 6 ; zur Geol. der Iberischen Meseta. I, pp. 78-92. *Publicaciones Extranjeras* - 1950 - 5, pp. 147-166.
- LOTZE F. (1956) - Über Sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. Geotektonisches Symposium - H. STILLE - *Dtsch. Geol. Gesell. Stuttgart* pp. 128-139.
- LOTZE F. (1958) - Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, Bd. 7, pp. 727-750.
- LOTZE F. et SDZUY K. (1961) - Das Kambrium Spaniens. *Abh. math. nat. Kl. Ak. Wiss. Lit. Mainz*.  
1° part : Stratigraphie - n° 6, pp. 283-498  
2° part : Trilobites - sect. 1 - n° 7, pp. 500-594 ;  
sect. 2 - n° 8, pp. 595-696.
- MAC GILLAVRY H.J. (1961) - Deep or not deep, fore-deep or "after-deep" ? *Geol. en Mijnbouw* ; 4° J., pp. 133-148.
- MACHENS E. (1954) - Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana. Dissertation, Münster 1954.
- MAC PHERSON J. (1879) - Estudio Geológico y Petrográfico del Norte de la provincia de Sevilla. *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, t. VI, p. 27.
- MAC PHERSON J. (1880) - Noticia sobre el *Archaeocyathus marianus*. *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.* ; t. IX, p. 8.
- MAC PHERSON J. (1880) - De las relaciones entre las rocas graníticas y porfídicas. *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.* ; t. IX, p. 140.
- MAC PHERSON J. (1883) - Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XII, p. 341.
- MALLARD F. (1876) - Explications des phénomènes optiques anormaux, que présentent un grand nombre de substances cristallisées. *Ann. Mines*, t. 10, p. 157-196.
- MARFUNIN A.S. (1961) - The relation between structure and optical orientation in potash-soda feldspars. *Cursillos Conferencias "Lucas Mallada"*, fasc. VIII, pp. 97-110.
- MARMO V. (1956) - On the emplacement of granites. *Am. Journ. of Sci.*, vol. 254, pp. 479-492.
- MARMO V. (1962) - On granites. *Bull. de la commission géol. de Finlande*, n° 201, 77 p.
- MATHIAS M. (1952) - A note on two actinolites and a chlorite from the Prieska district, Cape Province. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, vol. 55, pp. 13-18.
- MERTEN R. (1955) - Tektonik der Granit und Sedimentgesteine in den Montes de Toledo (Spanien) und den angrenzenden Gebieten. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 105, p. 572.
- MICHOT P. (1948) - Essai d'une classification naturelle des roches granitiques. *Bull. Acad. Roy. Belgique ; classe Sciences*, vol. 34, n° 5, pp. 449-458.
- MILLER L.J. (1960) - Massive sulfide deposits in eugeosynclinal belts. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, n° 12, pp. 1930.
- MIYASHIRO A. (1949) - The stability relation of kyanite, sillimanite and andalusite and the physical conditions of the metamorphic processes. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 55, pp. 218-223.
- MIYASHIRO A. (1958) - Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki District in the central Abukuma Plateau. *Journ. Fac. Sc. Univers. Tokyo*, Sect. II, vol. XI, Pt. 2 pp. 219-272.
- MIYASHIRO A. (1961) - Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, vol. 2, n° 3, pp. 277-311.
- MUELLER R.F. (1961) - Analysis of relations among Mg, Fe and Mn in certain metamorphic minerals. *Geoch. Cosm. Acta.*, vol. 25, n° 4, pp. 267-296.
- MUIR I.D. (1951) - The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, eastern Greenland. *Miner. Mag.*, vol. 69, pp. 690-714.
- MURATA K.J. (1960) - A new method of plotting chemical analysis of basaltic rocks. *Amer. Journ. of Sc.*, vol. 258 A ; Bradley vol., pp. 247-252.

- NABHOLZ W.K. (1945) - Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser und Safiental. *Ecl. Geol. Helv.*, t. 38, p. 1.
- NARANJO F. (1857) - Discurso sobre la necesidad de una descripción completa de Sierra Morena con relación a los tres reinos de la Historia Natural. *Mem. Real. Acad. Ciencias*. Madrid.
- NICHOLLS G.D. (1958) - Autometasomatism in the lower spilites of the Builth volcanic series. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, vol. C XIV, Part 2, pp. 137-162.
- NIGGLI E. (1944) - Das Westliche tavetscher Zwischenmassiv und der Angrenzende des Gotthardmassivs. *Bull. Suisse M n. Pétr.*, t. 24, pp. 58-302.
- NIGGLI P. (1948) - Gesteine und Minerallagerstätten. Erster Band : Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten. 1 vol., 540 p. 335 Fig. Verlag Birkhäuser, éd., Bâle.
- OEN ING SOEN (1958) - The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, Northern Portugal. *Geol. Inst.*, M. N° 247, Univers. Amsterdam, 180 p.
- OEN ING SOEN (1960) - The intrusion mechanism of the late-hercynian, post-tectonic granite plutons of northern Portugal. *Geologie en Mijnbouw*, Nwe. Serv., vol. 22, pp. 257-296.
- O'HARA M.J. (1960) - Co-existing pyroxenes in metamorphic rocks. *Geol. Mag.*, vol. 96, pp. 498-503.
- OKULITCH V.J. (1943) - North American Paleospongia. *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 48, pp. 1-112.
- OKULITCH V.J. (1955) - Archaeocyatha and Porifera, in "Treatise on Invertebrate Paleontology", Part E., *Geol. Soc. Amer.*, pp. 1-20.
- PARK C.F. (1946) - The spilite and manganese problem of the Olympic Peninsula, Washington. *Amer. Journ. of Sci.*, vol. 244, pp. 305-323.
- PERRIN R., ROUBAULT M. (1955) - Granites à enclaves dites déplacées et naissance *in situ* de schistosités discordantes ou contournées. *Sciences de la Terre*, n° hors série, pp. 105-118.
- POLDERVAART A. (1955) - Chemistry of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, vol. 62, pp. 119-144.
- RANKAMA K., SAHAMA T.G. (1950) - Geochemistry. University of Chicago Press. 912 p.
- READ H.H. (1952) - Metamorphism and migmatization in the Ythan Valley, Aberdeenshire. *Edinburgh Geol. Soc. Trans.*, vol. 15, pp. 265-279.
- REDLIN K. (1955) - Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien). Dissertation Münster.
- REED J.J. (1957) - Petrology of the lower Mesozoic rocks of the Wellington District. *New Zealand Geol. Survey*; *Bull.* n° 57, 60 p.
- RICHTER R. et EM. (1940) - Die Sauklunda-Stufe von Andalusien. *Abh. Senckenberg. Naturf. Ges.*, n° 450.
- RICHTER R. et EM. (1941) - Die Fauna des Unter-Kambriums von Cala in Andalusien. *Abh. Senckenberg. Naturf. Ges.*, n° 455.
- RICHTER R. et EM. (1949) - Die Frage der Sauklunda-Stufe (Kambrium, Spanien). *Senckenbergiana*, t. 30, n° 46.
- RINNE F. (1928) - La Science des roches. Trad. L. Bertrand. Masson, Paris, 616 p.
- ROCCI G. (1955) (paru en 1957) - Les formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du pays Reguibat (Mauritanie du Nord). *Bull. Direct. Fédér. Mines et Géol.*, Dakar, n° 21, 480 p.
- ROEMER F. (1878) - Archaeocyathus marianus. *Zeit. deutsch. geol. Ges.*, XXX, p. 369.
- ROSENQWIST J.T. (1952) - The metamorphic facies and the feldspar minerals. *Universitetet i Bergen Arbok*, Nr. 4, 102 p.
- ROSENWEIG A. et WATSON E.H. (1954) - Some hornblendes from Pennsylvania and Delaware. *Amer. Miner.*, vol. 39, pp. 581-599.
- ROUBAULT M. (1958) - Géologie de l'uranium. Masson et Cie, éd., Paris, 462 p.
- ROUBAULT M. (1962) - Sur les porphyroblastes de feldspaths, quelques remarques sur leur signification pétrogénétique. *Norsk Geol. Tidssk.*, Bd 42, H. 2 (Feldspar vol.), pp. 514-532.
- ROUTHIER P. (1946) - Vulcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. *C. R. Ac. Sci.*, t. 222, p. 192-194.
- SADRAN G. (1952) - Essai de synthèses en relation avec des roches volcaniques d'Afrique du Nord. *C. R. Ac. Sci.*, t. 235, pp. 512-513.
- SADRAN G. (1954) - Sur l'influence des agents gazeux dans la cristallisation à l'état solide des verres basaltiques. *Congr. des Soc. Savantes.*, Alger, pp. 153-160.
- SADRAN G. (1956) (1958) - Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie* (N<sup>lle</sup> Serv.), *Bull.* n° 18, 533 p.

- SCHERMERHORN L.J.G. (1956 a) - The age of the Beira Schists (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. 12, pp. 77-100.
- SCHERMERHORN L.J.G. (1956 b) - Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire - Sao Pedro ou Sul - Satao region (Northern Portugal). *Com. Serv. géol. Portugal.*, t. XXXVII, 617 p.
- SCHNEIDER H. (1939) - Altpaläozoikum bei Cala in der Westlichen Sierra Morena. Dissertation, Berlin 1939.
- SCHNEIDER H. (1941) - Das Kambrium der Herrerias-Mulde bei Cala. Geol. Einleitung zu R. et E. RICHTER, 1941.
- SCHNEIDER H. (1952) - Das Paläozoikum im Westteil der Sierra Morena. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 103, pp. 134-135.
- SEDERHOLM J.J. (1926) - On migmatites and associated pre-Cambrien rocks of southwestern Finland. Part II. The region around the Barösund-fjörd W. of Helsingfors and neighbouring areas. *Comm. Géol. Finlande*, Bull. 77, 143 p.
- SEITSAARI J. (1953) - A blue-green hornblende and its genesis from the Tempere schist belt, Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande* ; n° 159, pp. 83-98.
- SEKI Y., AIBA M. et KATO G. (1959) - Edenite in Sambagawa crystalline schists of the Shibukawa district, central Japon. *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, vol. 30, pp. 233-243.
- SERMET J. (1953) - L'Espagne du Sud. Arthaut édit., 422 p.
- SHAW D.M. (1960) - The geochemistry of scapolite. *Journal of Petrology*, vol. I, n° 2, pp. 218-260 ; n° 3, pp. 261-285.
- SHCHERBINA V.V. (1959) - Factors determining the geochemical distribution of scandium. *Geokimiya*, n° 8, pp. 882.
- SHIDO F. (1958) - Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. *Journ. Fac. Sc. Univ. Tokyo*, Sect. II, vol. X, part. 2, pp. 131-217.
- SHIDO F. et MIYASHIRO A. (1959) - Hornblendes of basic metamorphic rocks. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sect. II, vol. XII, part 1, pp. 85-102.
- SIMON W. (1939) - Lithogenesis Kambrischer Kalk der Sierra Morena. *Senckenbergiana*, n° 21, pp. 297-311.
- SIMON W. (1939) - Archaeocyathacea. I. Kritische Sichtung der Superfamilie II. Die Fauna im Kambrium der Sierra Morena. *Abh. Senckenberg. naturf. Gesell.*, 448, pp. 1-87, pl. 1-5.
- SIMON W. (1942) - Die Sierra Morena der Provinz Sevilla in nachvariscischer Zeit. Ein Beitrag zur Frage "Guadalquivir Störung". *Senckenbergiana*, n° 25, pp. 56-86.
- SIMON W. (1943) - Die Viar-Schichten. *Senckenbergiana*, n° 26, pp. 401-426.
- SIMON W. (1950) - Petrostratigraphisches zur Frage der S.-Stufe (Kambrium, Spanien). *Senckenbergiana*, vol. 31, pp. 109-111.
- SIMON W. (1950) - Das Kohlenbecken von Villanueva. *Senckenbergiana*, vol. 31, pp. 299-311.
- SIMON W. (1951) - Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien). *Abhdlg. Senckenberg. naturforsch. Gesell. Fr. Dtsch.*, n° 485 p. 31-52.
- SINERIZ J.G. (1928) - Los métodos geofísicos de prospección. *Bol. Inst. géol. minero España*, (3), vol. 10.
- SLAVIK F. (1926) - Les "Pillow-lavas" algonkiennes de la Bohême. *Congr. Géol. Intern.*, XIV session ; Madrid, fasc. IV, pp. 1389-1398.
- SLAWSON C.B. et PECK A.B. (1936) - The determination of refractive indices of minerals by the immersion method. *Amer. Miner.*, vol. 21, pp. 523-528.
- STEIGER R. (1961) - Die Hornblende der Tremolaserie. Teil I. Chemismus und Dichte der Hornblendes. *Schweiz. Miner. Petrog. Mitt.* ; Bd. 41, Ht. 1, pp. 127-156.
- STILLE H. (1941) - Einführung in den Bau Nordamerikas. 4 vol. Berlin, Bornträger éd.
- SUESS E. (1908-1909) - Das Antlitz der Erde. 3 volumes. Wien und Leipzig.
- SUNDIUS N. (1946) - The classification of the hornblendes and the solid solution relations in the amphibole group. *Sveriges Geol. Unders.*, Arsbok 40, serie C, n° 480, pp. 1-36.
- SUTTON J. et WATSON J. (1951) - Varying trends in the metamorphism of dolerite. *Geol. Mag.*, vol. 88, pp. 25-35.
- TEIXEIRA C. (1954) - El cámbrico de Portugal. *Est. Geol.*, n° 23-24, p. 355-370.
- TERMIER H. et TERMIER G. (1956) - L'évolution de la lithosphère. I : Pétrogénèse. Paris ; Masson édit., 498 p.

- THOMPSON J. B. (Jr) (1947) - Role of aluminium in the rock-forming silicates. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 58, n° 12 (Pt. 2), p. 1232.
- THOMPSON J. B. (Jr) (1955) - The thermodynamic basis for the mineral facies concept. *Am. Journ. of Sci.*, vol. 253, pp. 65-103.
- TOMITA K. (1962) - Chemical and crystallographical studies on calciferous amphiboles, Tschermakite-Pargasite series from volcanic rocks. *Memoirs Coll. Science, Univ. Kyoto*; ser B, vol. 28, n° 4, pp. 549-569.
- TRÖGER W. E. (1952) - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. E. Schweizerbart édit; Stuttgart, 147 p.
- TUREKIAN K. K. et KULP J. L. (1956) - The geochemistry of strontium. *Geoch. Cosm. Acta.*, vol. 10, n° 5/6, pp. 245-296.
- TURNER F. J. et VERHOOGEN J. (1951) - Igneous and metamorphic Petrology. Mc Graw-Hill Book C° - New-York 602 p.
- TUTTLE O. F. (1952) - Optical studies on alkali feldspars. *Amer. Journ. of Sci.*, Bowen vol., pp. 553-567.
- TYRRELL G. W. (1937) - Flood basalts and fissure eruptions. *Bull. volcanologique*, sér. 2, tome 1, pp. 90-92.
- UMBROVE J. M. F. (1947) - The pulse of the Earth. M. Nijhoff, édit., La Haye.
- VERNEUIL E. DE et COLLOMB E. (1869) - Explication sommaire de la carte géologique de l'Espagne. Paris.
- VUAGNAT M. (1946) - Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, vol. 26, pp. 116-228.
- VUAGNAT M. (1951) - Le rôle des roches basiques dans les Alpes. *Schweiz. Min. Petr. mitt.*; vol. 31, pp. 309-322.
- VUAGNAT M. (1952) - Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de montagnes. *Congrès géologique international - XIXème session, Alger*. Section XV, fasc. XVII, pp. 53-59.
- WALKER F. et POLDERVAART A. (1949) - Karroo dolerites of the Union of South Africa. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 60, n° 4, pp. 591-706.
- WALKER F. (1953) - The pegmatitic differentiates of basic sheets. *Amer. Journ. of Sc.*, vol. 251, n° 1, p. 41-60.
- WALKER F. (1957) - Ophitic texture and basaltic crystallisation. *Journ. of Geol.*, vol. 65, n° 1, pp. 1-14.
- WEEKS W. F. (1956) - A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous rocks. *Journ. of Geol.*, vol. 64, pp. 245-261.
- WEGMANN C. E. (1932) - Note sur le boudinage. *Bull. Soc. Géol. Fr.*; 5° série, t. II, p. 477-491.
- WEGMANN C. E. (1935) - Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*, XXVI, n° 6, pp. 305-350.
- WEGMANN C. E. (1947) - Note sur quelques problèmes de tectonique superposée. *C. R. Soc. Géol. Finlande*, XX, n° 140, p. 223-238.
- WEGMANN C. E. (1959) - La flexure axiale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Calédonides scandinaves. *Norsk Geol. Tidssk*, Bd. 39, h. 1, pp. 25-74.
- WESTERVELD J. (1956) - Roches éruptives, gîtes métallifères et métamorphisme entre Mangualde et le Douro, dans le Nord du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. XII, fasc. 1-2, pp. 101-127.
- WHITTAKER E. J. W. (1949) - The structure of Bolivian crocidolite. *Acta Crystal.*, vol. 2, pp. 312-317.
- WHITTAKER E. J. W. (1960) - The crystal chemistry of the amphiboles. *Acta Crystal.*, vol. 13, pp. 291-298.
- WILCOX R. E. et POLDERVAART A. (1958) - Metadolerite dike swarm in Bakersville - Roan Mountain area, North Carolina. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 69, n° 11, pp. 1323-1368.
- WILKINSON J. F. G. (1956) - Clinopyroxenes of alkali olivine - basalt magma. *Amer. Miner.*, vol. 41, pp. 724-743.
- WILKINSON J. F. G. (1961) - Some aspects of the calciferous amphiboles, oxyhornblende, kaersutite and barkevikite. *Amer. Miner.*, vol. 46, pp. 340-354.
- WILLIAMS H., TURNER F. J., GILBERT C. M. (1954) - Petrography. Freeman, édit., San Francisco, 406 p.
- WILSON J. L. (1948) - Die Saukianda-Stufe von Andalousien. *Amer. Journ. of Sci.* vol. 246, pp. 598-99.
- WINKLER H. G. F. (1954) - Synthese von Hornblende und Biotite. *Naturwissenschaften*, vol. 24, pp. 574-575.
- WISEMAN J. D. H. (1934) - The central and south-west Highland epidiorites : a study in progressive metamorphism. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 90, pp. 354-417.

- WOLFF F. (Von) (1929) - Der Vulkanismus. Stuttgart, von Ferdinand Enke, édit.
- YODER H.S. (Jr) (1952) - The  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  system and related metamorphic facies. *Amer. Journ. of Sci.*, Bowen Volume, p. 569-627.
- YODER H.S. et TILLEY C.E. (1962) - Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, vol. 3, n° 3, pp. 342-532.
- ZAKRUTKIN V.V. (1961) - Caractéristiques comparatives des amphiboles des roches des faciès amphibolitiques et granulitiques du bouclier d'Anabar (en russe). *Geol. i Geofiz. S. S. S. R.*, n° 9, pp. 71-80.
- ZUSSMAN J. (1955) - The crystal structure of an actinolite. *Acta Crystal.*, vol. 8, pp. 301-308.

# INDEX ALPHABÉTIQUE DES LIEUX CITÉS

| Lieux                   | Longitude E | Latitude N |
|-------------------------|-------------|------------|
| Acebuchosa              | 2°09'       | 37°49'     |
| Adelfa                  | 2°09'       | 37°50'     |
| Alanis                  | 2°02'       | 38°02'     |
| Alcolea del Rio         | 1°59'       | 37°37'     |
| Algaraba                | 1°45'       | 37°45'     |
| Algarin                 | 1°54'       | 37°44'     |
| Almenara                | 1°41'       | 37°46'     |
| Arenillas               | 2°04'       | 37°42'     |
| Atalaya                 | 1°51'       | 37°44'     |
| Atalayuelas             | 2°07'       | 37°54'     |
| Blanquillo              | 2°02'       | 37°42'     |
| Camachas                | 1°54'       | 37°42'     |
| Campoallá               | 2°02'       | 37°53'     |
| Cantillana              | 2°08'       | 37°36'     |
| Casa de Mina            | 2°04'       | 37°46'     |
| Cazalla de la Sierra    | 2°04'       | 37°56'     |
| Cerro de la Encarnación | 2°04'       | 37°40'     |
| Cerro del Hierro        | 1°56'       | 37°57'     |
| Cerro Negrillo          | 1°55'       | 37°55'     |
| Cerro Santo             | 1°43'       | 37°46'     |
| Cerrón del Hornillo     | 1°49'       | 37°49'     |
| Chaparral               | 2°03'       | 37°49'     |
| Charco del Infierno     | 1°48'       | 37°44'     |
| Constantina             | 1°56'       | 37°52'     |
| Cordero                 | 1°57'       | 37°48'     |
| Cuerda de Paéz          | 1°56'       | 37°51'     |
| Dehesilla               | 1°57'       | 37°51'     |
| Dos Hermanos            | 2°00'       | 37°48'     |
| El Pedroso              | 2°05'       | 37°50'     |
| Espartillar             | 2°01'       | 38°00'     |
| Fábrica del Pedroso     | 2°03'       | 37°52'     |
| Fuenlabrada             | 2°08'       | 37°43'     |
| Fuente-Herrero          | 2°06'       | 37°46'     |
| Fuentelengua            | 2°06'       | 37°41'     |
| Fundición de la Plata   | 1°59'       | 37°56'     |
| Galapagar (moulin)      | 2°00'       | 37°39'     |
| Garrotal                | 1°56'       | 37°47'     |
| Gibarrayo               | 1°54'       | 37°52'     |
| Gibla                   | 1°46'       | 37°50'     |
| Guapero                 | 2°00'       | 37°43'     |
| Herrero                 | 1°55'       | 37°42'     |
| Hornillo                | 1°41'       | 37°45'     |

|                           |       |        |
|---------------------------|-------|--------|
| Idroga                    | 1°52' | 37°43' |
| Jarillas                  | 2°09' | 37°47' |
| Jarosa                    | 2°01' | 37°49' |
| La Pelagia                | 2°03' | 37°50' |
| La Plata                  | 1°54' | 37°42' |
| La Puebla de los Infantes | 1°42' | 37°47' |
| Las Cabezas               | 2°02' | 37°45' |
| Las Francas               | 1°53' | 37°45' |
| Las Lapas                 | 1°56' | 37°41' |
| Las Monjas                | 1°52' | 37°44' |
| Loma de Gateras           | 2°08' | 37°44' |
| Loma del Tambor           | 1°59' | 37°51' |
| Los Cardales              | 2°05' | 37°54' |
| Los Caños                 | 1°56' | 37°44' |
| Los Labrados              | 2°05' | 37°47' |
| Los Membrillos            | 2°00' | 37°58' |
| Los Valientes             | 2°08' | 37°48' |
| Lozana                    | 1°45' | 37°47' |
| Madroñera                 | 2°05' | 37°50' |
| Majadales                 | 1°55' | 37°38' |
| Majadar de los Bueyes     | 2°09' | 37°52' |
| Majálimar                 | 1°55' | 37°46' |
| Malpicas                  | 2°01' | 37°52' |
| Manolo Palma              | 1°47' | 37°49' |
| Mármol                    | 1°56' | 37°45' |
| Mazuecos                  | 1°46' | 37°45' |
| Mesa de Alcornoquejo      | 1°58' | 37°41' |
| Mesa del Carril           | 1°49' | 37°44' |
| Mesa de las Vinas         | 2°00' | 37°41' |
| Mina                      | 1°49' | 37°48' |
| Minjambre                 | 1°53' | 37°46' |
| Miradores                 | 1°59' | 37°45' |
| Molino del Agrimensor     | 1°40' | 37°48' |
| Montón de Trigo           | 1°51' | 37°41' |
| Morón                     | 1°53' | 37°40' |
| Mulba                     | 2°03' | 37°43' |
| Nava Honda                | 2°09' | 37°51' |
| Nava Lázaro               | 2°04' | 37°49' |
| Navalfresno               | 2°05' | 37°49' |
| Palma del Rio             | 1°35' | 37°42' |
| Parilla                   | 2°01' | 37°50' |
| Pedrochal                 | 1°58' | 37°48' |
| Peña de la Sal            | 1°56' | 37°37' |
| Peñaflor                  | 1°40' | 37°42' |
| Peñalevanto               | 1°48' | 37°46' |
| Pino                      | 2°08' | 37°44' |
| Pino                      | 1°38' | 37°43' |
| Porrejón                  | 1°52' | 37°49' |
| Rejaquera                 | 1°58' | 37°42' |
| Reventones                | 2°08' | 37°55' |
| Rilla                     | 1°59' | 37°44' |
| Risco de la Mujer         | 1°59' | 37°44' |
| Robledo                   | 1°53' | 37°45' |
| Romero                    | 2°03' | 37°48' |
| Sancha                    | 1°48' | 37°49' |

|                         |       |        |
|-------------------------|-------|--------|
| San Cristóbal           | 2°05' | 37°51' |
| San Diego               | 1°57' | 37°50' |
| San Nicolas del Puerto  | 1°58' | 37°50' |
| Setefilla               | 1°48' | 37°44' |
| Sierra de la Cruz       | 1°52' | 37°41' |
| Sierra León             | 1°45' | 37°45' |
| Sierra del Pedroso      | 2°05' | 37°52' |
| Sierra Traviesa         | 1°37' | 37°47' |
| Sierra Traviesa         | 2°07' | 37°42' |
| Sierrezuela             | 1°56' | 37°50' |
| Tres Mojones            | 1°49' | 37°45' |
| Turuñuelo               | 1°38' | 37°45' |
| Valdiviesa              | 1°57' | 37°44' |
| Valle                   | 2°09' | 37°57' |
| Ventas Quemadas         | 2°05' | 37°44' |
| Ventorillo              | 1°52' | 37°44' |
| Vera                    | 1°47' | 37°45' |
| Villanueva de las Minas | 2°02' | 37°40' |
| Viñas Viejas            | 1°41' | 37°46' |

## PLANCHE I

### LES ROCHES ERUPTIVES BASIQUES

Fig. 1 - *Arroyo de Barbacal*. Pli dans les grès feldspathiques des couches du Tambor (Cambrien inférieur).

Fig. 2 - *Arroyo de Guadalbarcar*. Petits plis dans les quartzites gris du Cambrien inférieur, alternant avec des niveaux plus schisteux.

Fig. 3 - *Arroyo del Termino* (Sierra de Peñafior). Altération des dolérites en boules qui présentent des desquamations concentriques.

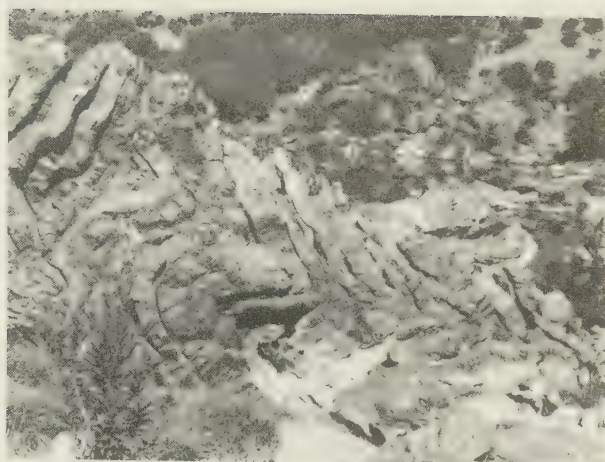
Fig. 4 - *Arroyo du Galapañar*. Affleurement de spilite à structure de *pillow-lava*. L'altération a mis en relief la structure zonale du coussin, dont la bordure est plus "variolique".

Fig. 5 - *Arroyo du Galapañar* (près du moulin). Lave spilitique à débit prismatique.

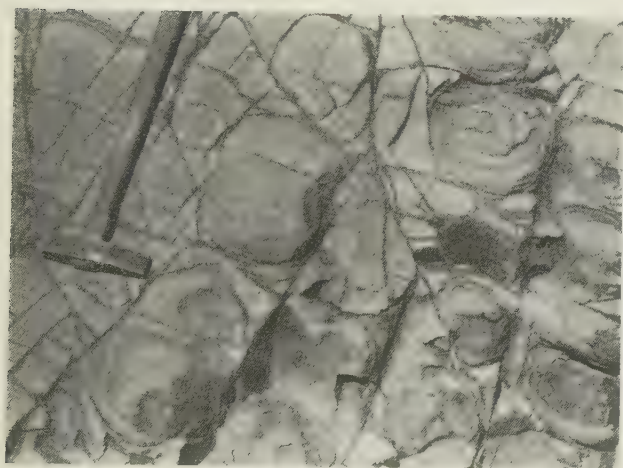
Fig. 6 - *Cortijo du Mazuecos* (route de Lora del Rio à la Puebla de los Infantes). Calcaire lité à minéraux, renfermant de nombreuses enclaves arrondies de roches basiques (voir coupe, fig. 20, p. 58).



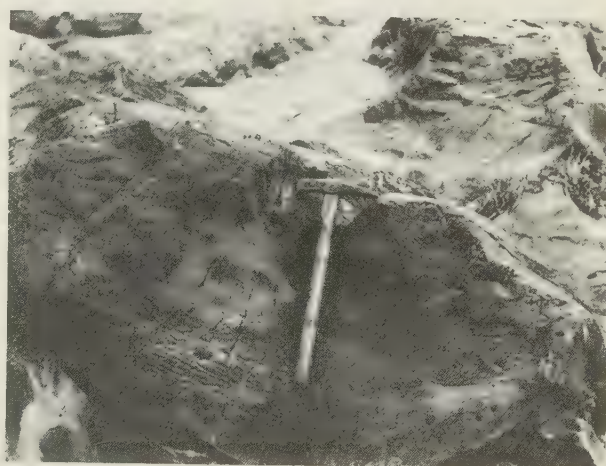
1



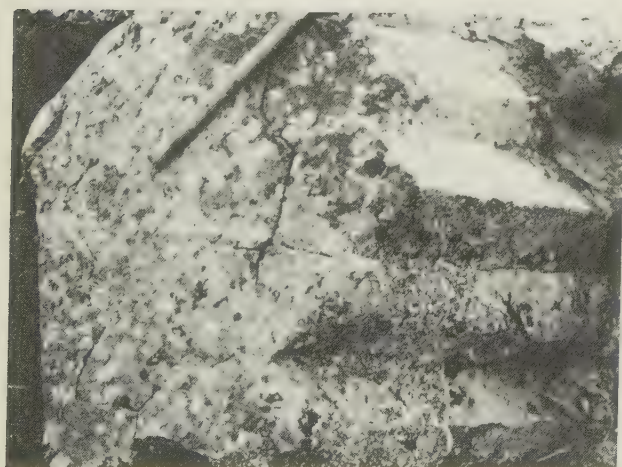
2



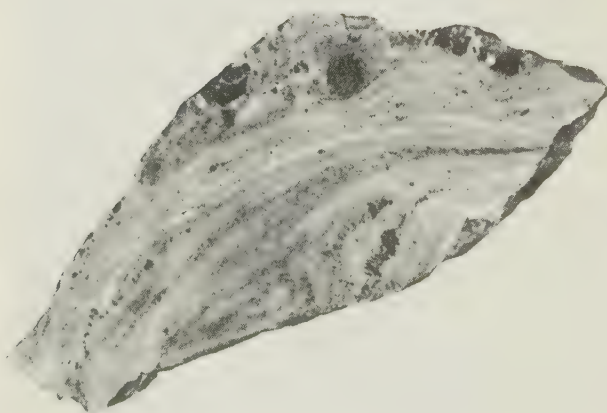
3



4



5



6

## PLANCHE II

### MASSIF CRISTALLOPHYLLIEN DE LORA DEL RIO

Fig. 1 - *Route de Lora del Rio à Las Francas* (Dehesa de Sancha). Pli dissymétrique de moyenne amplitude dans les quartzites feldspathiques de la zone III.

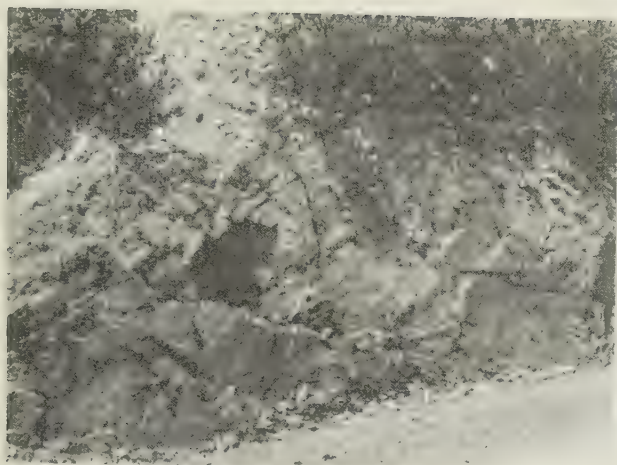
Fig. 2 - *Las Monjas*. Pli dissymétrique dans les gneiss à sillimanite et les gneiss quartzitiques de la zone III.

Fig. 3 - *Charco del Infierno* (arroyo del Guadalbarcar). Boudins de quartzites à épidote dans les gneiss à biotite et à andalousite de la zone II. Ces boudins présentent une structure zonaire ; leur bordure est riche en amphibole et en biotite.

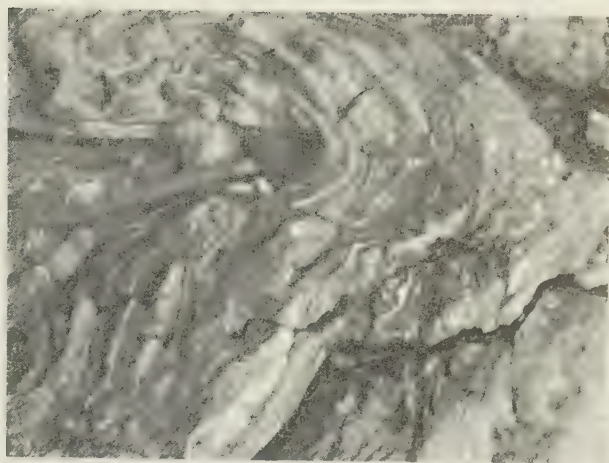
Fig. 4 - *Molino de Algarín*. Boudin "fusiforme" de quartzite micacé dans les nébulites à cordiérite. Ce boudin est courbé. Son extrémité, aux lèvres presque refermées, a été le siège d'une différenciation pegmatitique. *Largeur du boudin : 20 cm.*

Fig. 5 - *Sierra de la Cruz*. Enclave de migmatite très quartzitique dans la granodiorite à cordiérite. Le matériel granodioritique présente une certaine *fluidalité*, matérialisée par les trainées de minéraux sombres et qui épouse les contours de l'enclave.

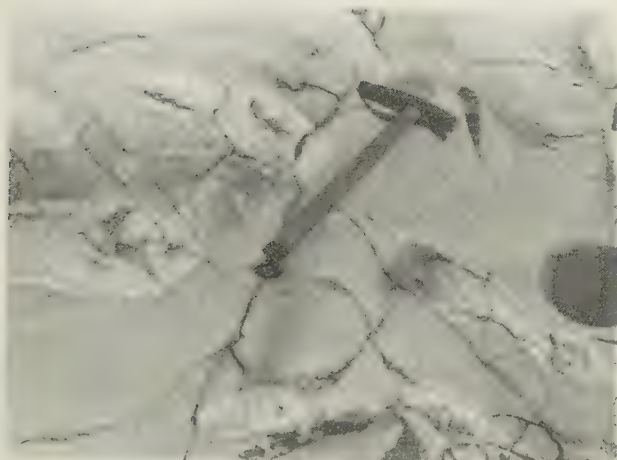
Fig. 6 - *Arroyo del Churre*. Migmatite de la bordure du massif des Camachas. Les gneiss à sillimanite sont très plissés et sont envahis par un matériel quartzo-feldspathique à grandes taches de cordiérite.



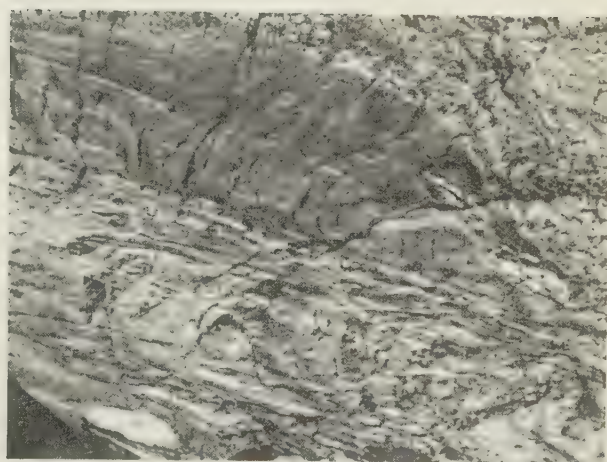
1



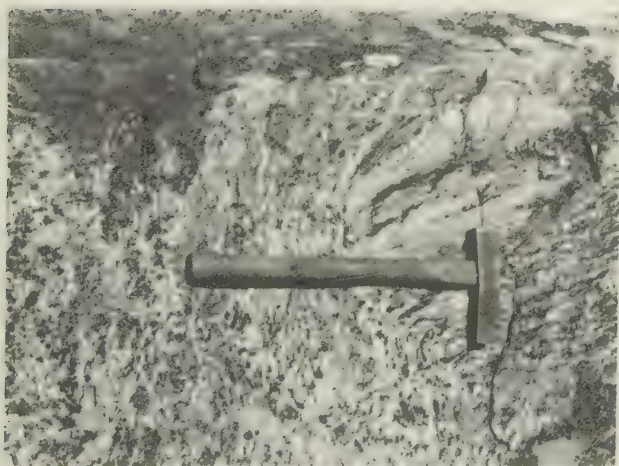
2



3



4



5



6

### PLANCHE III

#### MASSIF CRISTALLOPHYLLIEN DE LORA DEL RIO

Fig. 1 - *Carrière du Retortillo*. Gneiss très micacés de la zone I, renfermant de nombreuses amygdales de quartz, affectées par des plissements.

Fig. 2 - *Charco del Infierno* (Arroyo del Guadalbarcar). Banc de quartzite à épidote dans les gneiss à biotite de la zone II.

Fig. 3 - *Région de Los Majadales*. Gneiss à sillimanite (zone III) de la bordure occidentale du massif de Lora del Rio, très plissotés et renfermant quelques différenciations quartzo-feldspathiques.

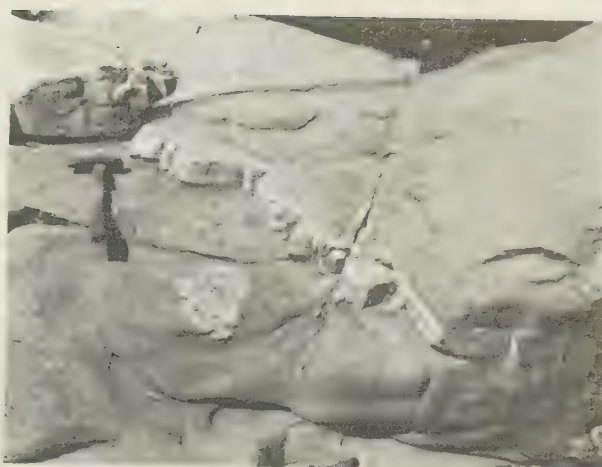
Fig. 4 - *Voie ferrée entre Peñafior et Palma del Rio*. Lentille d'amphibolite dans les gneiss très micacés de la zone I.

Fig. 5 - *Arroyo del Puerco*, près de Los Caños. Filons pegmatitiques dans la diorite quartzique du massif des Camachas.

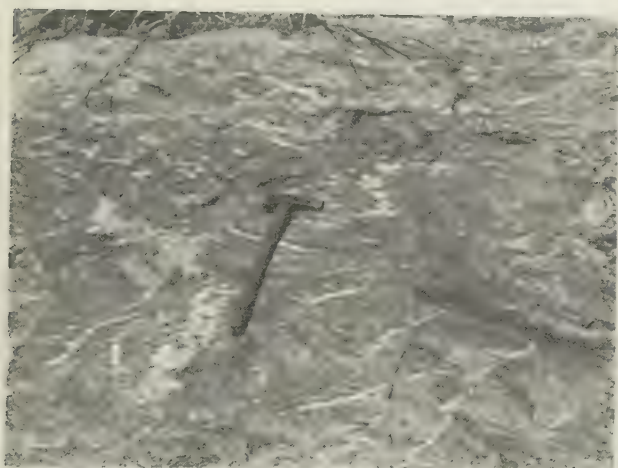
Fig. 6 - *Sierra de la Cruz*. Développement de veines dioritiques dans une amphibolite.



1



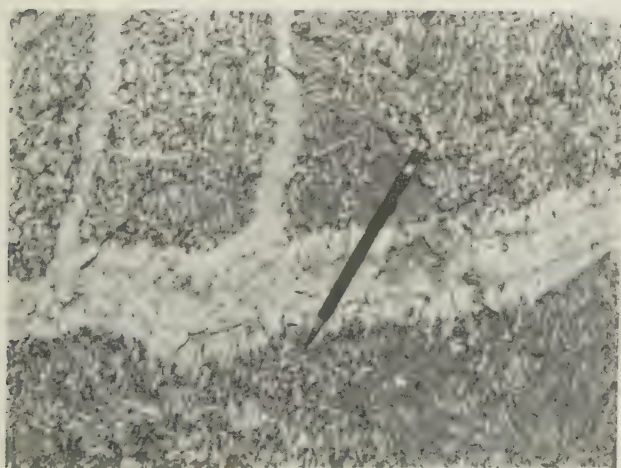
2



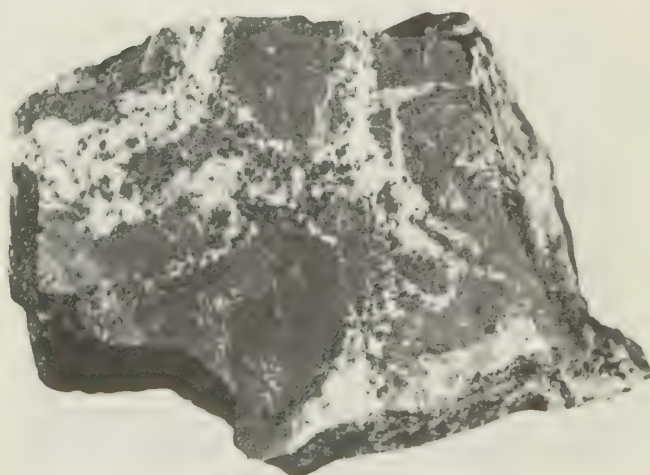
3



4



5



6

## PLANCHE IV

### COMPLEXE GRANITISÉ DES CAMACHAS

Fig. 1 - *Sierra de la Cruz* . Granodiorite à cordiérite, à structure assez homogène.

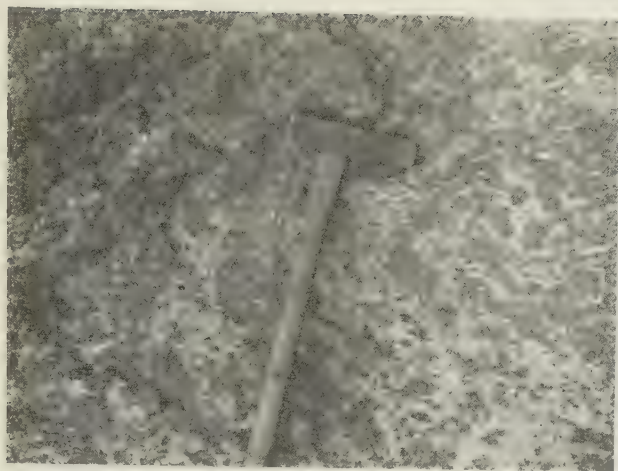
Fig. 2 - *Las Camachas* . Aspect nébulitique de la granodiorite à cordiérite, renfermant des enclaves de gneiss quartzitiques.

Fig. 3 - *Casa de la Plata* . Granodiorite légèrement orientée et renfermant de petites enclaves surmicacées. Développement d'un grand phénoblaste de microcline (à droite du marteau) et d'une zone leucocrate diffuse, riche en feldspaths potassiques.

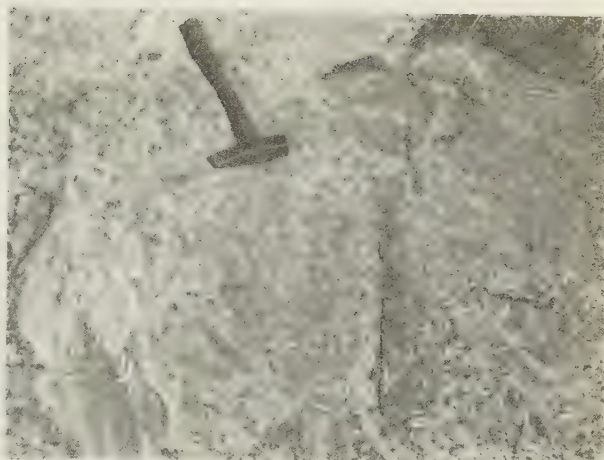
Fig. 4 - *Las Camachas* . Passage de la granodiorite à cordiérite au granite calcoalcalin gris (*tardimigmatique*) ; développement de zone pegmatitique.

Fig. 5 - *Las Camachas* . Enclave pyroxénique à structure zonaire dans les granodiorites à cordiérite, très hétérogène. Développement de pegmatite autour de l'enclave.

Fig. 6 - *Las Camachas* . Enclave de gneiss quartzitiques dans les granodiorites à structure nébulitique .



1



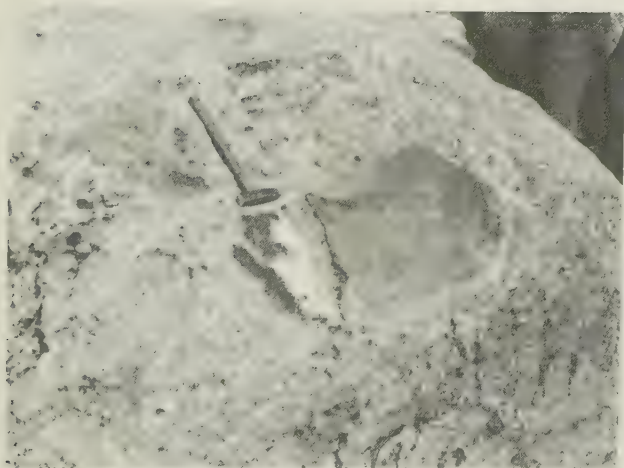
2



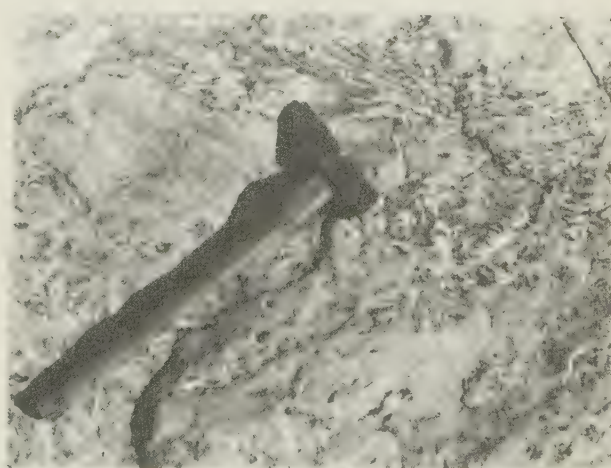
3



4



5



6

## PLANCHE V

### MASSIFS GRANITIQUES

Fig. 1 - *Bordure orientale du massif de Ventas Quemadas*. Vue prise d'Arenillas vers le Nord. Le massif granitique est légèrement déprimé par rapport aux formations métamorphiques de l'auréole de contact, constituant les collines du deuxième plan : Gamonosa, Cumbre. A la limite de ces deux unités géomorphologiques, coule le Parroso.

Fig. 2 - *Arroyo du Parroso* (région de Fuente-Herrero). Filon de microgranite dans le granite rose de Ventas Quemadas.

Fig. 3 - *Arroyo du Parroso* (région de Los Labrados). Différenciations microgrenues à l'intérieur du granite rose de Ventas Quemadas.

Fig. 4 - *Arroyo de la Dehesa* (1 km au N de la Casa del Cordero). Gneiss rubanés et plissotés, constituant des septa à l'intérieur du granite du Garrotal.

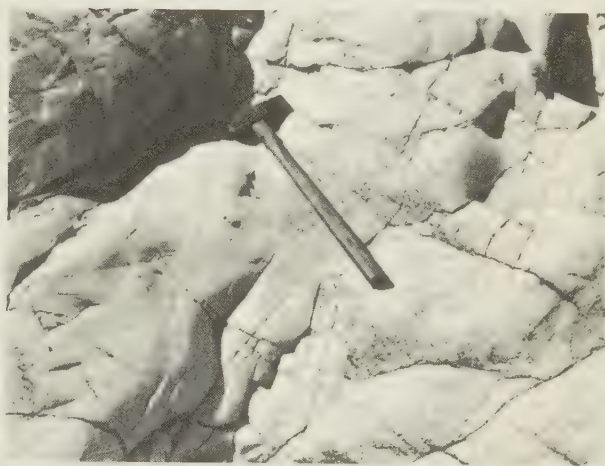
Fig. 5 - *Arroyo du Bonagil* (2 km à l'W du Pedrochal). Granite normal du Garrotal, renfermant de nombreuses enclaves, de forme arrondie et aux contours nets, et quelques plaquettes anguleuses de gneiss à biotite.



1



2



3



4



5



## TABLE DES FIGURES ET DES PLANCHES

|                                                                                                                                                                            |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Fig. 1 - Carte oro-hydrographique du NE de la province de Séville. ....                                                                                                    | 10  |
| Fig. 2 - Coupe topographique N-S du rebord de la Meseta, à la Peña de la Sal. ....                                                                                         | 11  |
| Fig. 3 - Profils en long de plusieurs affluents du Guadalquivir. ....                                                                                                      | 12  |
| Fig. 4 - Schéma géologique du secteur central de la Sierra Morena. ....                                                                                                    | 20  |
| Fig. 5 - Coupe à travers le synclinal du Viar. ....                                                                                                                        | 25  |
| Fig. 6 - Coupe de l'anticlinal du Porreñón. ....                                                                                                                           | 28  |
| Fig. 7 - Coupe de la Fundición de la Plata. ....                                                                                                                           | 29  |
| Fig. 8 - Diagramme paléogéographique du géosynclinal ibérique au Cambrien. ....                                                                                            | 37  |
| Fig. 9 - Diagramme paléogéographique du géosynclinal ibérique à la base de l'Ordovicien. ....                                                                              | 37  |
| Fig. 10 - Coupe à travers le synclinal du Valle. ....                                                                                                                      | 38  |
| Fig. 11 - Coupe à travers le synclinal du Valle. ....                                                                                                                      | 38  |
| Fig. 12 - Coupe du Cerrón del Hornillo. ....                                                                                                                               | 40  |
| Fig. 13 - Coupe du synclinal de Parroso. ....                                                                                                                              | 40  |
| Fig. 14 - Carte structurale. ....                                                                                                                                          | 44  |
| Fig. 15 - Coupes à travers l'anticlinorium du Tambor. ....                                                                                                                 | 47  |
| Fig. 16 - Carte structurale de la région de Villanueva de las Minas. ....                                                                                                  | 49  |
| Fig. 17 - Coupe de la tranchée du chemin de fer du Pedroso (PK 169). ....                                                                                                  | 55  |
| Fig. 18 - Coupe de Rilla. ....                                                                                                                                             | 56  |
| Fig. 19 - Coupe dans la région de Los Caños. ....                                                                                                                          | 56  |
| Fig. 20 - Coupe du Mazuecos. ....                                                                                                                                          | 58  |
| Fig. 21 - Coupe de la Sierra León. ....                                                                                                                                    | 58  |
| Fig. 22 - Coupe près du moulin du Galapagar. ....                                                                                                                          | 60  |
| Fig. 23 - Paramètres de Niggli des roches volcaniques. ....                                                                                                                | 79  |
| Fig. 24 - Diagramme de différenciation de Murata. ....                                                                                                                     | 79  |
| Fig. 25 - Diagramme $(Fe^{2+} + Fe^{3+})-(Na + K)-Mg$ (proportions en poids) ....                                                                                          | 81  |
| Fig. 26 - Variations des rapports $(Fe_2O_3 + FeO)/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ et $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$ dans<br>diverses associations dolérite - pegmatite de basique. .... | 81  |
| Fig. 27 - Variations des paramètres de Niggli des roches basiques en fonction de $m\%$ . ....                                                                              | 83  |
| Fig. 28 - Diagramme $(Al + Fe^{3+})-(Na + K + 2 Ca)-(Mg + Fe)$ des spilites et des dolérites. ....                                                                         | 83  |
| Fig. 29 - Diagramme $Fe^{3+}-Fe^{2+}$ (pour 100 cations) des spilites et des dolérites. ....                                                                               | 84  |
| Fig. 30 - Compositions des pyroxènes des dolérites et des labradorites. ....                                                                                               | 86  |
| Fig. 31 - Courbe de zonage d'un plagioclase de métadolérite. ....                                                                                                          | 98  |
| Fig. 32 - Diagramme Q-L-M (Von Wolff) des dolérites et des métadolérites. ....                                                                                             | 102 |
| Fig. 33 - Diagramme Or-Ab-An des dolérites et des métadolérites. ....                                                                                                      | 102 |
| Fig. 34 - Carte structurale du massif de Lora del Rio. ....                                                                                                                | 110 |
| Fig. 35 - Stéréogramme des axes de plis dans les gneiss. ....                                                                                                              | 113 |

|                                                                                                                                                        |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Fig. 36 - Stéréogramme des axes de plis dans les migmatites.....                                                                                       | 113 |
| Fig. 37 - Coupes à travers le massif de Lora del Rio. ....                                                                                             | 115 |
| Fig. 38 - Carte zonéographique du massif de Lora del Rio. ....                                                                                         | 117 |
| Fig. 39 - Aspect microscopique des granodiorites à cordiérite.....                                                                                     | 129 |
| Fig. 40 - Diagramme $(Al + Fe^{3+})-(Na + K + 2 Ca)-(Fe^{2+} + Mg)$ des faciès granitiques des Camachas.....                                           | 134 |
| Fig. 41 - Courbe de zonage d'un plagioclase d'amphibolite feldspathique.....                                                                           | 144 |
| Fig. 42 - Textures des amphibolites. ....                                                                                                              | 146 |
| Fig. 43 - Composition moyenne des plagioclases dans les amphibolites des différentes zones. ....                                                       | 147 |
| Fig. 44 - Propriétés optiques des hornblendes : diagramme $2 V_x - Ng$ . ....                                                                          | 150 |
| Fig. 45 - Diagramme de Boyd pour les hornblendes analysées. ....                                                                                       | 153 |
| Fig. 46 - Proportions relatives des différentes substitutions isomorphiques dans les hornblendes.....                                                  | 155 |
| Fig. 47 - Diagramme $(Al + Fe^{3+})-Ca-(Mg + Fe^{2+})$ des amphibolites:.....                                                                          | 161 |
| Fig. 48 - Diagrammes $Fe^{3+}-Fe^{2+}$ et $Fe^{3+}-Al$ des amphibolites. ....                                                                          | 161 |
| Fig. 49 - Diagramme $(Na + K)-Si$ pour 24 (O, OH) des faciès basiques. ....                                                                            | 162 |
| Fig. 50 - Diagramme Q-L-M des amphibolites.....                                                                                                        | 163 |
| Fig. 51 - Diagramme Q-L-M des diorites.....                                                                                                            | 165 |
| Fig. 52 - Variation du paramètre $ti$ en fonction de $mg$ , dans diverses séries d'amphibolites et de dolérites..                                      | 168 |
| Fig. 53 - Répartition des traces dans les dolérites et les amphibolites. ....                                                                          | 169 |
| Fig. 54 - Diagramme de Boyd des amphiboles des roches ignées.....                                                                                      | 179 |
| Fig. 55 - Diagramme de Boyd des amphiboles des roches métamorphiques.....                                                                              | 180 |
| Fig. 56 - Variations des proportions molaires de tschermackite et d'édénite dans les hornblendes<br>bleutées de différents types de métamorphisme..... | 181 |
| Fig. 57 - Diagramme P-T des faciès basiques. ....                                                                                                      | 185 |
| Fig. 58 - Tonalite du massif du Pedroso. ....                                                                                                          | 192 |
| Fig. 59 - Granodiorite du massif du Pedroso. ....                                                                                                      | 193 |
| Fig. 60 - Courbe de zonage d'un plagioclase de granodiorite. ....                                                                                      | 193 |
| Fig. 61 - Tonalite à hornblende verte du massif du Pedroso.....                                                                                        | 194 |
| Fig. 62 - Granite rose du massif de Ventas Quemadas. ....                                                                                              | 198 |
| Fig. 63 - Coupe à travers le chevauchement de Dos Hermanas.....                                                                                        | 206 |
| Fig. 64 - Coupe générale à travers le massif du Garrotal. ....                                                                                         | 208 |
| Fig. 65 - Granite porphyroïde du Garrotal. ....                                                                                                        | 210 |
| Fig. 66 - Texture graphique de la micropegmatite constituant le fond des microgranites du Garrotal..                                                   | 213 |
| Fig. 67 - Histogramme des angles $2 V_x$ des feldspaths potassiques.....                                                                               | 219 |
| Fig. 68 - Diagramme $2 V_x - Ng \perp (010)$ des feldspaths potassiques. ....                                                                          | 220 |
| Fig. 69 - Relation entre l'angle $2 V_x$ et la composition chimique des feldspaths potassiques. ....                                                   | 222 |
| Fig. 70 - Paramètres de Niggli des faciès granitiques. ....                                                                                            | 225 |
| Fig. 71 - Courbes de variation des paramètres de Niggli des faciès granitiques. ....                                                                   | 226 |
| Fig. 72 - Paramètres de Niggli des faciès granitiques du Garrotal, du Pedroso et des Camachas. ....                                                    | 229 |
| Planche I : Roches éruptives basiques.....                                                                                                             | 249 |
| Planche II : Massif cristallophyllien de Lora del Rio.....                                                                                             | 251 |
| Planche III : Massif cristallophyllien de Lora del Rio.....                                                                                            | 253 |
| Planche IV : Complexe granitisé des Camachas.....                                                                                                      | 255 |
| Planche V : Massifs granitiques.....                                                                                                                   | 257 |

## TABLE DES MATIÈRES

|                                                                        | Pages |
|------------------------------------------------------------------------|-------|
| AVANT-PROPOS.....                                                      | 7     |
| INTRODUCTION.....                                                      | 9     |
| Aperçu géographique.....                                               | 9     |
| Histoire des connaissances géologiques.....                            | 13    |
| But de ce travail et méthodes d'étude.....                             | 14    |
| 1ère Partie                                                            |       |
| CONSTITUTION GEOLOGIQUE DE LA REGION                                   |       |
| CHAPITRE I - MISE EN PLACE GEOLOGIQUE.....                             | 19    |
| A - CONSTITUTION DE LA SIERRA MORENA.....                              | 19    |
| LES UNITES STRUCTURALES.....                                           | 19    |
| 1. Le secteur oriental.....                                            | 20    |
| 2. Le secteur central.....                                             | 20    |
| 3. Le secteur occidental.....                                          | 21    |
| LES FORMATIONS CRISTALLINES ET CRISTALLOPHYLLIENNES.....               | 22    |
| 1. Les formations cristallophylliennes.....                            | 22    |
| 2. Les massifs de roches cristallines.....                             | 22    |
| CONCLUSIONS.....                                                       | 23    |
| B - SITUATION GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE.....                     | 24    |
| 1. La plaine du Guadalquivir.....                                      | 24    |
| 2. Le fossé du Viar.....                                               | 25    |
| 3. La zone de Constantina.....                                         | 25    |
| 4. La zone "lorène".....                                               | 26    |
| CHAPITRE II - ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU PALEOZOIQUE INFERIEUR.....      | 27    |
| A - L'INFRACAMBRIEN ET LE CAMBRIEN.....                                | 27    |
| STRATIGRAPHIE DES TERRAINS SEDIMENTAIRES CAMBRIENS.....                | 27    |
| 1. La série cambrienne.....                                            | 27    |
| 2. Age de la série.....                                                | 30    |
| a. Résumé des découvertes paléontologiques.....                        | 30    |
| b. Conclusion sur l'âge de la série.....                               | 32    |
| LA SEDIMENTATION CAMBRIENNE ET LA PALEOGEORGAPHIE REGIONALE.....       | 33    |
| 1. Le cycle sédimentaire du Cambrien inférieur.....                    | 33    |
| 2. Comparaisons avec les autres affleurements de la Sierra Morena..... | 33    |
| ESQUISSE PALEOGEORGAPHIQUE DU CAMBRIEN DANS LA MESETA IBERIQUE.....    | 35    |
| B - LE SILURIEN.....                                                   | 37    |
| 1. Le synclinal du Valle.....                                          | 38    |

|                                                                        |    |
|------------------------------------------------------------------------|----|
| 2. Le gisement du Cerron del Hornillo.....                             | 39 |
| 3. Le synclinal du Parroso.....                                        | 40 |
| 4. Stratigraphie d'ensemble du Silurien de la province de Séville..... | 41 |
| CHAPITRE III - CONSIDERATIONS TECTONIQUES.....                         | 43 |
| LES ACCIDENTS TECTONIQUES VARISQUES.....                               | 43 |
| 1. La zone d'accidents du Pedroso.....                                 | 43 |
| 2. Le chevauchement du Viar.....                                       | 45 |
| 3. Le chevauchement d'Arenillas.....                                   | 45 |
| 4. Le chevauchement de Los Caños - Las Francas.....                    | 45 |
| 5. Le chevauchement de Dos Hermanas.....                               | 45 |
| 6. Le chevauchement de Constantina.....                                | 45 |
| 7. Conclusion.....                                                     | 46 |
| LES STRUCTURES.....                                                    | 46 |
| LES DIFFERENTES UNITES STRUCTURALES.....                               | 46 |
| 1. La zone de Constantina.....                                         | 46 |
| 2. La zone lorène.....                                                 | 48 |
| CONCLUSIONS.....                                                       | 50 |

## 2ème Partie

### LES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES DU PALEOZOIQUE INFERIEUR

|                                                                                |    |
|--------------------------------------------------------------------------------|----|
| CHAPITRE I - ETUDE DES GISEMENTS.....                                          | 53 |
| REPARTITION GENERALE DES ROCHES VERTES.....                                    | 53 |
| DESCRIPTION DES PRINCIPAUX GISEMENTS.....                                      | 54 |
| 1. La zone de Constantina.....                                                 | 54 |
| 2. La zone de chevauchement du Pedroso.....                                    | 54 |
| 3. Les affleurements de roches vertes de la zone médiane.....                  | 55 |
| a. <i>La région de Los Caños et de Majalimar</i> .....                         | 55 |
| b. <i>La région de Las Francas</i> .....                                       | 57 |
| c. <i>La Sierra de Peñáflor</i> .....                                          | 57 |
| 4. La région de Villanueva de las Minas.....                                   | 59 |
| a. <i>Les sills du Huesna et du Tamujoso</i> .....                             | 59 |
| b. <i>Le gisement du Galapagar</i> .....                                       | 59 |
| c. <i>Les formations basaltiques du Parroso</i> .....                          | 60 |
| 5. Les gisements de roches vertes des massifs granitiques.....                 | 60 |
| a. <i>Le massif du Garrotal</i> .....                                          | 61 |
| b. <i>Le massif du Pedroso</i> .....                                           | 61 |
| c. <i>Le massif de Gibla</i> .....                                             | 61 |
| RELATIONS AVEC LA STRATIGRAPHIE ET LA TECTONIQUE DES TERRAINS ENCAISSANTS..... | 61 |
| 1. Caractères à l'échelle régionale.....                                       | 61 |
| 2. Caractères à l'échelle de l'affleurement.....                               | 61 |
| 3. Caractères à l'échelle de l'échantillon.....                                | 62 |
| 4. Conclusions sur l'âge et le mode de mise en place des roches vertes.....    | 62 |
| CHAPITRE II - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES VERTES.....                      | 63 |
| CHOIX DE LA NOMENCLATURE.....                                                  | 63 |
| 1. Les textures.....                                                           | 63 |
| 2. Les roches.....                                                             | 64 |
| LES ROCHES PHANERITIQUES.....                                                  | 64 |
| 1. Les dolérites à olivine.....                                                | 64 |
| 2. Les dolérites à diallage et à hornblende brune.....                         | 65 |
| 3. Les différenciations basiques à gros grains.....                            | 67 |

|                                                                                                          | Pages |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| a. Les gabbros à augite et à hornblende brune .....                                                      | 67    |
| b. Les pegmatitoïdes pauvres en minéraux ferromagnésiens .....                                           | 68    |
| 4. Conclusions.....                                                                                      | 69    |
| LES ROCHES APHANERITQUES.....                                                                            | 69    |
| 1. Les labradorites.....                                                                                 | 69    |
| 2. Les faciès porphyriques à albite.....                                                                 | 70    |
| 3. Les spilites.....                                                                                     | 71    |
| 4. Les kératophyres.....                                                                                 | 72    |
| CONCLUSIONS PETROGRAPHIQUES.....                                                                         | 72    |
| 1. Les relations entre la nature des roches volcaniques et les sédiments encaissants.....                | 73    |
| 2. Considérations sur la formation des faciès volcaniques.....                                           | 73    |
| CHAPITRE III - ETUDE GEOCHIMIQUE DES ROCHES VERTES.....                                                  | 75    |
| 1. Compositions chimiques des roches volcaniques.....                                                    | 75    |
| 2. Diagrammes de variations chimiques.....                                                               | 75    |
| 3. Les relations chimiques entre les dolérites et les gabbros-pegmatito ides.....                        | 80    |
| 4. Les caractères chimiques des spilites et des kératophyres.....                                        | 82    |
| 5. Conclusions.....                                                                                      | 84    |
| CHAPITRE IV - CONSIDERATIONS PETROGENETIQUES SUR LES FACIES VOLCANIQUES DU<br>PALEOZOIQUE INFÉRIEUR..... | 85    |
| INTRODUCTION.....                                                                                        | 85    |
| L'ORIGINE DE LA SERIE DOLERITE - GABBRO - PEGMATITOIDE.....                                              | 85    |
| 1. Caractères généraux de la série.....                                                                  | 85    |
| 2. Les données expérimentales sur la cristallisation des basaltes.....                                   | 86    |
| 3. Conclusions.....                                                                                      | 87    |
| L'ORIGINE DE LA SERIE SPILITIQUE.....                                                                    | 87    |
| 1. Les caractères généraux des spilites.....                                                             | 87    |
| a. Originalité géologique.....                                                                           | 87    |
| b. Originalité pétrographique.....                                                                       | 88    |
| c. Originalité chimique.....                                                                             | 89    |
| 2. Discussion sur la formation des laves spilitiques.....                                                | 89    |
| a. Magma spilitique ou magma basaltique.....                                                             | 89    |
| b. Les problèmes posés par l'évolution spilitique des magmas basaltiques.....                            | 89    |
| c. Les différentes hypothèses possibles.....                                                             | 89    |
| 3. Conclusion.....                                                                                       | 91    |
| LES CARACTERES GENERAUX DU VOLCANISME PALEOZOIQUE.....                                                   | 91    |
| 1. L'origine du matériel volcanique.....                                                                 | 91    |
| 2. Signification géologique du volcanisme du Pal ozoique inférieur.....                                  | 92    |
| 3. Conclusions.....                                                                                      | 92    |

### 3 me Partie

#### LES FORMATIONS METAMORPHIQUES

|                                                                         |    |
|-------------------------------------------------------------------------|----|
| 1 re SECTION - LE METAMORPHISME EPIZONAL DES TERRAINS PALEOZOIQUES..... | 95 |
| LES FORMATIONS EPIMETAMORPHIQUES D'ORIGINE SEDIMENTAIRE.....            | 95 |
| 1. Les schistes.....                                                    | 95 |
| 2. Les roches d'origine gréseuse et arkosique.....                      | 95 |
| 3. Les roches carbonatées.....                                          | 96 |
| LE METAMORPHISME EPIZONAL DES ROCHES BASIQUES.....                      | 97 |
| 1. Etude pétrographique des principaux faciès.....                      | 97 |
| a. Les métadolérites.....                                               | 97 |
| b. Les faciès riches en dipyre.....                                     | 98 |

|                                                                                         | Pages |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| c. <i>Les faciès cataclastiques</i> .....                                               | 100   |
| d. <i>Conclusions</i> .....                                                             | 100   |
| 2. Les caractères géochimiques des métadolérites.....                                   | 100   |
| a. <i>La représentation graphique de Von Wolff</i> .....                                | 101   |
| b. <i>Les échanges chimiques au cours du métamorphisme épizonal des dolérites</i> ..... | 103   |
| 3. Conclusions sur l'évolution métamorphique des dolérites.....                         | 105   |
| INTENSITE DU METAMORPHISME.....                                                         | 105   |
| 1. Associations minérales : faciès de métamorphisme.....                                | 106   |
| 2. La zone de transition de Almenara - Retortillo.....                                  | 106   |
| CONCLUSIONS.....                                                                        | 107   |
| 2ème SECTION - LE MASSIF CRISTALLOPHYLLIEN DE LORA DEL RIO.....                         | 109   |
| CHAPITRE I - MISE EN PLACE DES UNITES GEOLOGIQUES.....                                  | 109   |
| INTRODUCTION.....                                                                       | 109   |
| ETUDE STRUCTURALE.....                                                                  | 109   |
| 1. Dislocations et fractures.....                                                       | 109   |
| 2. Schistosité et foliation.....                                                        | 111   |
| 3. Style des déformations dans les gneiss.....                                          | 111   |
| 4. Déformations dans les migmatites. Position des enclaves.....                         | 112   |
| 5. Axes de plissement.....                                                              | 112   |
| CONSTITUTION GEOLOGIQUE DU MASSIF CRISTALLOPHYLLIEN DE LORA DEL RIO....                 | 113   |
| 1. La série gneissique orientale.....                                                   | 114   |
| 2. Le complexe granitisé des Camachas.....                                              | 114   |
| 3. La bordure occidentale du massif de Lora del Rio.....                                | 116   |
| CONCLUSIONS.....                                                                        | 116   |
| CHAPITRE II - LES FORMATIONS SILICO-ALUMINEUSES ET CALCIQUES.....                       | 117   |
| LA SERIE GNEISSIQUE ORIENTALE.....                                                      | 118   |
| 1. Les roches de la zone I (à grenat).....                                              | 118   |
| 2. Les roches de la zone II (à andalousite).....                                        | 120   |
| a. <i>La série quartzo-pélitique</i> .....                                              | 120   |
| b. <i>La série calcique</i> .....                                                       | 121   |
| c. <i>Les accidents pegmatitiques</i> .....                                             | 122   |
| 3. Les roches de la zone III.....                                                       | 123   |
| 4. Conclusions.....                                                                     | 124   |
| LE COMPLEXE GRANITISE DES CAMACHAS.....                                                 | 125   |
| 1. Les migmatites.....                                                                  | 125   |
| 2. Les granodiorites à cordiérite.....                                                  | 126   |
| a. <i>Caractères généraux</i> .....                                                     | 126   |
| b. <i>Les différenciations phénoblastiques</i> .....                                    | 128   |
| 3. Les granites gris à grains fins.....                                                 | 130   |
| 4. Les enclaves de gneiss et de migmatites.....                                         | 130   |
| 5. Les enclaves et les lentilles de roches calciques.....                               | 131   |
| 6. Résumé des faits pétrographiques.....                                                | 132   |
| LA GEOCHIMIE DES FACIES GRANITIQUES DES CAMACHAS.....                                   | 133   |
| CHAPITRE III - LES FORMATIONS BASIQUES: AMPHIBOLITES ET DIORITES QUARTZIQUES.....       | 137   |
| ETUDE PETROGRAPHIQUE.....                                                               | 137   |
| La série gneissique orientale.....                                                      | 137   |
| 1. Les amphibolites de la zone I.....                                                   | 137   |
| 2. Les amphibolites de la zone II.....                                                  | 139   |
| 3. Les amphibolites de la zone III.....                                                 | 139   |

|                                                                                                       | Pages |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| a. <i>Les amphibolites normales</i> .....                                                             | 140   |
| b. <i>Les amphibolites à diopside</i> .....                                                           | 140   |
| c. <i>Les amphibolites à biotite</i> .....                                                            | 140   |
| Le complexe granitisé des Camachas.....                                                               | 141   |
| 1. Les amphibolites normales.....                                                                     | 141   |
| 2. Les amphibolites à diopside.....                                                                   | 141   |
| 3. Les faciès particuliers.....                                                                       | 142   |
| a. <i>Les amphibolites à pyroxène orthorhombique</i> .....                                            | 142   |
| b. <i>Les amphibolites à anthophyllite</i> .....                                                      | 143   |
| 4. Les diorites quartziques.....                                                                      | 143   |
| Conclusion.....                                                                                       | 145   |
| ETUDE MINERALOGIQUE COMPAREE.....                                                                     | 147   |
| Introduction.....                                                                                     | 147   |
| Les plagioclases.....                                                                                 | 147   |
| Les épidotes.....                                                                                     | 148   |
| Les pyroxènes.....                                                                                    | 148   |
| Les amphiboles calciques.....                                                                         | 149   |
| 1. Habitus et propriétés optiques.....                                                                | 150   |
| 2. Composition chimique.....                                                                          | 151   |
| 3. Variation des substitutions isomorphiques au cours du métamorphisme.....                           | 153   |
| 4. Signification pétrogénétique.....                                                                  | 156   |
| 5. Conclusion.....                                                                                    | 158   |
| ETUDE CHIMIQUE.....                                                                                   | 160   |
| 1. Les variations chimiques au cours du métamorphisme.....                                            | 160   |
| 2. Etude chimique de la transformation dolérite → amphibolite.....                                    | 162   |
| 3. Etude chimique de la dioritisation.....                                                            | 164   |
| 4. Le problème de l'origine des amphibolites en liaison avec leurs caractères chimiques.....          | 167   |
| CONCLUSIONS.....                                                                                      | 171   |
| CHAPITRE IV - LES PARTICULARITES DU METAMORPHISME HERCYNIEN.....                                      | 173   |
| LE MATERIEL DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES.....                                                  | 173   |
| LES ASSOCIATIONS MINERALES ET LES CONDITIONS DU METAMORPHISME.....                                    | 173   |
| L'EVOLUTION DU METAMORPHISME HERCYNIEN - CONCLUSIONS.....                                             | 175   |
| 1. La série gneissique orientale.....                                                                 | 175   |
| 2. Le complexe granitisé des Camachas.....                                                            | 175   |
| 3ème SECTION - INTERET DES FACIES BASIQUES DANS L'ETUDE DU METAMORPHISME - ESSAI<br>DE GENERALISATION |       |
| INTRODUCTION.....                                                                                     | 177   |
| LA CLASSIFICATION DES TYPES DE METAMORPHISME.....                                                     | 177   |
| COMPOSITIONS CHIMIQUES DES AMPHIBOLES ET TYPES DE METAMORPHISME.....                                  | 179   |
| 1. Nature des hornblendes en fonction du gisement.....                                                | 179   |
| 2. Composition des hornblendes bleutées et nature du métamorphisme.....                               | 181   |
| 3. Autres caractères minéralogiques des amphibolites à hornblende bleutée.....                        | 182   |
| 4. La nature des hornblendes dans la catazone.....                                                    | 183   |
| 5. Comparaison des paragénèses basiques dans les deux types de métamorphisme (I et II).....           | 184   |
| CONCLUSIONS.....                                                                                      | 186   |
| 4ème Partie                                                                                           |       |
| LES MASSIFS GRANITIQUES A BORDS CIRCONSCRITS                                                          |       |
| CHAPITRE I - LES MASSIFS GRANITIQUES DE VENTAS QUEMADAS ET DU PEDROSO                                 |       |
| ETUDE DES GISEMENTS.....                                                                              | 189   |
| 1. Localisation et extension.....                                                                     | 189   |

|                                                                     |     |
|---------------------------------------------------------------------|-----|
| 2. Description des affleurements.....                               | 189 |
| a. <i>Le massif du Pedroso</i> .....                                | 189 |
| b. <i>Le massif de Ventas Quemadas</i> .....                        | 190 |
| 3. Etude structurale.....                                           | 190 |
| a. <i>Les contacts</i> .....                                        | 190 |
| b. <i>Les accidents tectoniques internes</i> .....                  | 191 |
| c. <i>La structure générale de ces massifs et leur âge</i> .....    | 191 |
| ETUDE PETROGRAPHIQUE.....                                           | 191 |
| Les diorites quartziques du Pedroso.....                            | 192 |
| 1. Les tonalites à biotite.....                                     | 192 |
| 2. Les granodiorites à biotite.....                                 | 192 |
| 3. Les tonalites à biotite et à hornblende verte.....               | 194 |
| 4. Les filons de microgranites.....                                 | 195 |
| 5. Les enclaves.....                                                | 195 |
| a. <i>Les enclaves gneissiques</i> .....                            | 196 |
| b. <i>Les cornéennes pyroxéniques</i> .....                         | 196 |
| c. <i>Les amas amphiboliques</i> .....                              | 197 |
| 6. Conclusions pétrographiques.....                                 | 197 |
| Les granites de Ventas Quemadas.....                                | 197 |
| 1. Le granite rose.....                                             | 198 |
| 2. Les faciès microgrenus.....                                      | 199 |
| 3. Les rhyolites.....                                               | 200 |
| 4. Les aplites.....                                                 | 200 |
| 5. Conclusions pétrographiques.....                                 | 201 |
| L'AUREOLE METAMORPHIQUE.....                                        | 201 |
| CONCLUSIONS.....                                                    | 203 |
| CHAPITRE II - LE MASSIF GRANITIQUE DU GARROTAL.....                 | 205 |
| ETUDE DES GISEMENTS.....                                            | 205 |
| 1. Localisation et extension.....                                   | 205 |
| 2. Description des affleurements.....                               | 205 |
| 3. Analyse tectonique et structurale.....                           | 205 |
| a. <i>La bordure méridionale</i> .....                              | 205 |
| b. <i>La bordure septentrionale</i> .....                           | 206 |
| c. <i>La structure de la zone cambrienne du Pedrochal</i> .....     | 206 |
| d. <i>Les relations granite - microgranite</i> .....                | 207 |
| e. <i>La structure de la lame granitique de l'Atalayuelas</i> ..... | 207 |
| 4. Structure générale du massif.....                                | 207 |
| ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FACIES GRANITIQUES.....                    | 208 |
| 1. Le faciès normal : le granite à biotite.....                     | 208 |
| 2. Le granite à tendance porphyroïde.....                           | 209 |
| 3. Le granite à deux micas.....                                     | 210 |
| 4. Les faciès aplitiques de bordure.....                            | 211 |
| 5. Les microgranites roses.....                                     | 212 |
| 6. Les feldspaths des faciès granitiques du Garrotal.....           | 213 |
| a. <i>Les plagioclases</i> .....                                    | 213 |
| b. <i>Le microcline</i> .....                                       | 214 |
| c. <i>Les perthites</i> .....                                       | 214 |
| 7. Conclusions.....                                                 | 214 |
| ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ENCLAVES.....                              | 214 |
| 1. Les enclaves gneissiques.....                                    | 215 |
| 2. Les enclaves micacées de faibles dimensions.....                 | 216 |
| 3. Les enclaves amphiboliques.....                                  | 216 |
| CONCLUSIONS.....                                                    | 217 |

|                                                                                                         | Pages |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| CHAPITRE III - ETUDE CHIMICO-MINERALOGIQUE DES MASSIFS GRANITQUES ET<br>INTERPRETATIONS.....            | 219   |
| ETUDE COMPAREE DES FELDSPATHS POTASSIQUES.....                                                          | 219   |
| 1. Propriétés optiques.....                                                                             | 219   |
| 2. Composition chimique.....                                                                            | 221   |
| ETUDE CHIMIQUE DES FACIES GRANITQUES.....                                                               | 222   |
| 1. Compositions chimiques.....                                                                          | 222   |
| 2. Les paramètres de Niggli.....                                                                        | 223   |
| 3. Le mode des différents faciès granitiques.....                                                       | 227   |
| 4. Comparaison avec les caractères chimiques des roches granitiques et dioritiques des<br>Camachas..... | 228   |
| CORRELATIONS DES OBSERVATIONS GEOLOGIQUES, PETROGRAPHIQUES ET<br>CHIMIQUES.....                         | 228   |
| CONCLUSIONS GENERALES                                                                                   |       |
| L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION.....                                                                 | 231   |
| 1. La sédimentation.....                                                                                | 231   |
| 2. Le volcanisme.....                                                                                   | 231   |
| 3. Le métamorphisme.....                                                                                | 233   |
| 4. L'évolution structurale de la zone lorène.....                                                       | 233   |
| CONCLUSIONS DE PORTEE GENERALE.....                                                                     | 233   |
| 1. Evolution structurale.....                                                                           | 233   |
| a. <i>Point de vue géométrique</i> .....                                                                | 234   |
| b. <i>Point de vue chronologique</i> .....                                                              | 234   |
| 2. Essai sur le métamorphisme général.....                                                              | 234   |
| BIBLIOGRAPHIE.....                                                                                      | 237   |
| INDEX GEOGRAPHIQUE.....                                                                                 | 245   |
| ILLUSTRATION.....                                                                                       | 248   |
| Table des figures.....                                                                                  | 259   |
| Table des planches.....                                                                                 | 260   |
| TABLE DES MATIERES.....                                                                                 | 261   |



DEUXIEME THESE

Propositions données par la Faculté

SIGNIFICATIONS PÉTROGÉNÉTIQUES DES AMPHIBOLES SODIQUES

Vu et approuvé :  
Nancy, le 18 Juillet 1963  
Le Doyen de la Faculté des Sciences,  
M. ROUBAULT

Vu  
et Permis d'imprimer  
Nancy, le 20 Juillet 1963  
Le Recteur de l'Académie  
de Nancy,  
Président du Conseil de l'Université  
P. IMBS



IMP. LOUIS-JEAN — GAP

Dépôt légal n° 58 — 1964



